

УДК 553.46

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ КАРЕЛИИ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 2013 г. Ю. О. Ларионова, А. В. Самсонов, К. Н. Шатагин, А. А. Носова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

119017, Москва, Старомонетный пер., 35

Поступила в редакцию 16.07.2012 г.

Проведено Rb-Sr-изотопное датирование метасоматических пород из четырех месторождений и рудопроявлений золота, локализованных в архейских гранит-зеленокаменных поясах западной, центральной и южной частей Карельского кратона, Балтийский щит. На месторождении Педролампи (Центральная Карелия) датированы золоторудные березиты и кварц-карбонатные жилы, локализованные в сдвиговой зоне по мезоархейским (~2.9 млрд лет) основным и кислым метавулканитам Койкарско-Корбозерской зеленокаменной структуры. На рудопроявлении Таловейс Костомукшского зеленокаменного пояса (Западная Карелия) проведено датирование березитов, которые развиты по рудовмещающим неоархейским (~2.7 млрд лет) гранитоидам и сопряжены с кварцевыми жилами в сдвиговой зоне. На рудопроявлении Фаддейн-Келья (Южная Карелия) исследованы золотосодержащие березиты крупной тектонической зоны, которая пересекает архейские граниты и палеопротерозойские базитовые дайки. На рудопроявлении Хатуноя Ялонваарской зеленокаменной структуры (Юго-Западная Карелия) изучались локализованные в архейских гранитоидах кварцевые жилы, с которыми связана золоторудная минерализация. Для всех изученных объектов по результатам Rb-Sr-изотопных исследований валовых проб и минералов из рудных и околорудных метасоматитов и жильных тел установлен возраст около 1.7 млрд лет. Этот возраст интерпретируется как время формирования рудовмещающих тектонических зон и гидротермально-метасоматического золоторудного процесса. Полученные геохронологические данные, в совокупности с результатами предшествующих исследований, позволяют выделить в Карельском кратоне палеопротерозойский этап золоторудной минерализации. Этот этап не был связан с архейским циклом образования коры Карельского блока, а являлся лишь отголоском палеопротерозойского (2.0–1.7 млрд лет) कोरोобразующего тектонического цикла, протекавшего в обрамлении Карельского кратона и сформировавшего Свекофеннский и Лапландско-Кольский складчатые пояса. Рудогенерирующие возможности палеопротерозойской тектоники в архейских комплексах Карельского кратона были, по-видимому, очень невелики, и их основная роль заключалась в переработке предшествующих архейских золоторудных объектов разного генетического типа, в том числе, возможно, и собственно орогенных мезотермальных концентраций золота.

DOI: 10.7868/S0016777013050055

ВВЕДЕНИЕ

Зеленокаменные пояса архейских кратонов служат одним из ведущих источников коренного золота во всем мире, причем большая часть запасов этого металла сосредоточена в крупных и гигантских месторождениях (Herrington *et al.*, 1997; Groves *et al.*, 2003). В России, однако, крупных золоторудных месторождений в архейских кратонах до сих пор не обнаружено, хотя гранит-зеленокаменные области (ГЗО) кристаллического фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ по геолого-структурным и вещественным особенностям имеют многочисленные черты

сходства с архейскими золотоносными областями Канады и Австралии. Наиболее парадоксальной ситуация выглядит для крупной и детально изученной Карельской области (Балтийский щит). Здесь поисковые работы на золото в зеленокаменных поясах уже к концу 80-х годов прошлого столетия выявили множество точек золоторудной минерализации, среди которых лишь несколько отвечают мелким месторождениям (Минерально-сырьевая ..., 2005).

Сложившаяся ситуация во многом связана с недостаточной изученностью генезиса и возрастной позиции золоторудной минерализации зеленокаменных поясов Карельского кратона. Эти вопросы имеют не только научный интерес, но и важное практическое значение как при прогнозе

Адрес для переписки: Ю.О. Ларионова. E-mail: ukalarionova@gmail.com

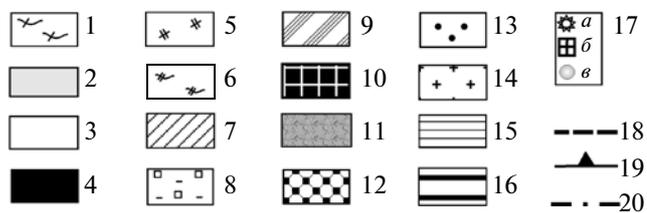
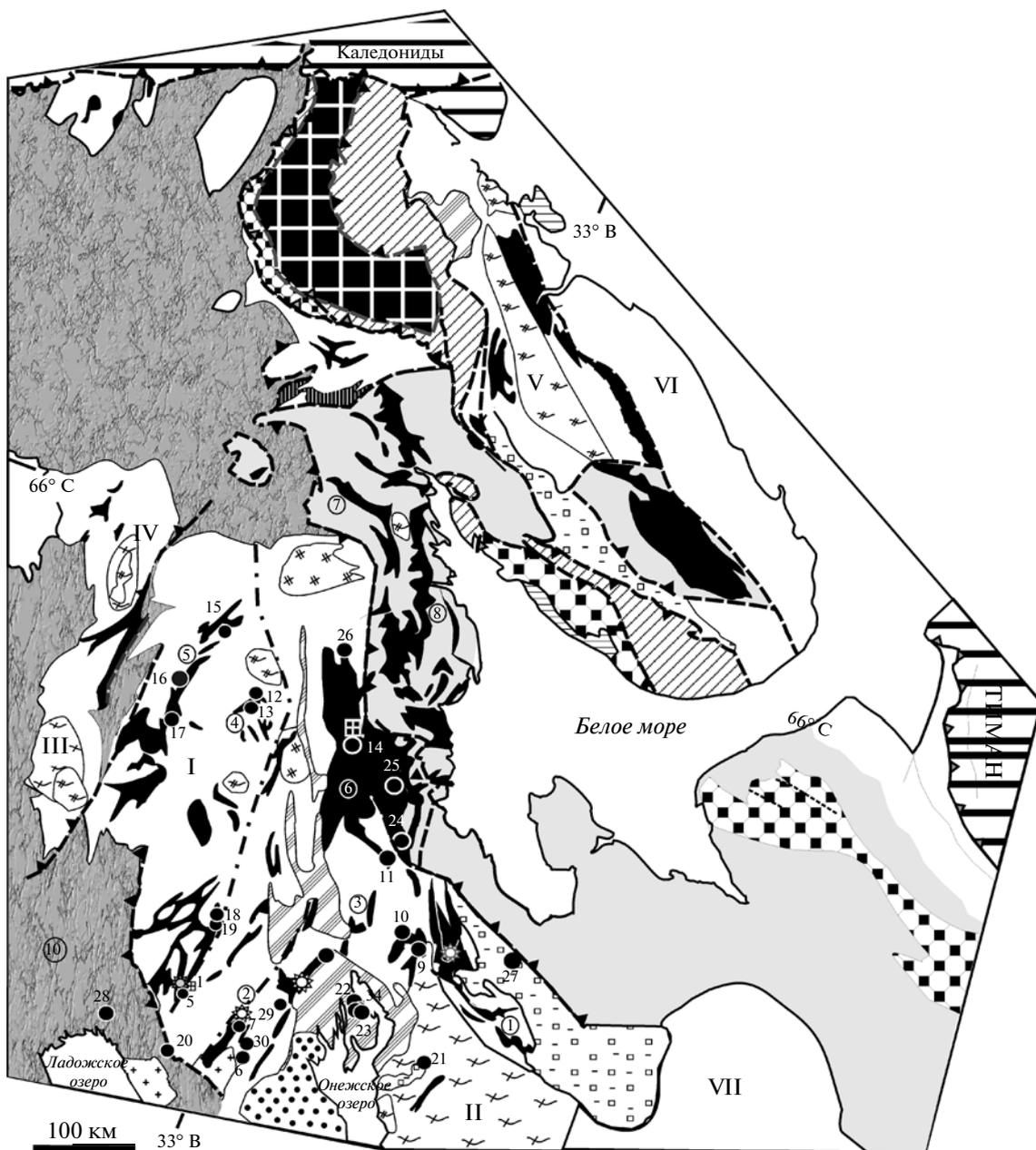
ной оценке перспектив территорий, так и при планировании поисковых и разведочных работ. Имеющиеся на сегодня данные вызывают много споров. Многие исследователи относят все наиболее значимые золоторудные объекты в зеленокаменных поясах Карельского кратона к орогенному мезотермальному типу (Кожевников, 2000; Eilu *et al.*, 2003; Геология ..., 2006). Это служит основанием для оптимистического прогноза золотонности этой территории (Геология ..., 2006), поскольку именно орогенные мезотермальные месторождения являются наиболее продуктивными в архейских зеленокаменных поясах (Groves *et al.*, 2003). Напротив, в обобщающей работе другого коллектива исследователей (Минерально-сырьевая ..., 2005) большинство золоторудных объектов в зеленокаменных поясах Карельского кратона отнесено к менее перспективным для архейских поясов сингенетическим группам месторождений плутоногенного или вулканогенного типа. Аналогичные расхождения в оценке генетической принадлежности отмечаются в публикациях, посвященных изучению конкретных месторождений и рудопроявлений золота Карелии (Lobach-Zhuchenko, 2000; Иващенко, 2006; Иващенко, Голубев, 2009; Волков и др., 2007; и другие).

Не менее дискуссионным остается вопрос о возрастной позиции наиболее перспективного генетического типа архейских кратонов — мезотермальной золоторудной минерализации, которая связана с тектоническими зонами. По аналогии с кратонами Канады и Австралии, содержащими экономически значимые месторождения, формирование этого типа золоторудной минерализации относят к заключительным стадиям архейской истории Карельского блока и связывают с заложением крупных сдвиговых зон при распаде архейского коллизионного орогена (Кожевников и др., 1998; Кожевников, 2000; Геология ..., 2006). Наряду с этим в Карельском кратоне выделяются тектонические зоны с мезотермальной золото-сульфидной минерализацией, локализованной как в архейских, так и в палеопротерозойских комплексах (Кулешевич, 1992; Леденева, Пакульнис, 1997; Ахмедов и др., 2001; Минерально-сырьевая ..., 2005; и другие).

Детальные изотопно-геохронологические исследования возрастной позиции золотого оруденения архейских зеленокаменных поясов Карельского кратона, по комплексу признаков относящегося к мезотермальному орогенному типу, были проведены только на территории Финляндии, однако однозначного ответа на вопрос они не дали. Здесь U-Pb-датирование сфенов, рутилов и монацитов из рудовмещающих пород и Pb-Pb-изучение сульфидов из рудных тел пояса Иломанси указывают на неоархейский возраст золоторудной минерализации, которая по времени оторвана от плутонических пород на 100–150 млн лет (Vaasjoki *et al.*, 1993).

Палеопротерозойские изотопные возрасты около 1.7 млрд лет, полученные Pb-Pb-методом по самородному золоту и галениту (Vaasjoki *et al.*, 1993) и K-Ar- и Rb-Sr-методами по слюдам (O'Brien *et al.*, 1993), интерпретируются как результат свекофенской ремобилизации архейского оруденения. Отметим, что в этих работах не исключена переоценка масштабов архейского мезотермального золоторудного этапа, поскольку при его выделении привлекаются результаты U-Pb-датирования таких минералов, как циркон, сфен, рутил, температуры закрытия изотопных систем в которых значительно превышают температуры мезотермального золоторудного процесса.

Мы провели Rb-Sr изотопно-геохронологические исследования синрудных метасоматитов в архейских комплексах Карельского кратона для четырех наиболее известных золоторудных объектов, локализованных в архейских комплексах Карельского блока: Таловейс (Западная Карелия), Педролампи (Центральная Карелия), Фаддейн-Келья (Южная Карелия) и участок Хатуной Ялонваарского месторождения (Юго-Западная Карелия) (фиг. 1). Использование метода Rb-Sr изотопного датирования для определения времени рудных гидротермально-метасоматических процессов на мезотермальных месторождениях не является принципиально новым. Так, возможность успешного применения этого метода была продемонстрирована в работах: Ю.А. Костицына для месторождения-гиганта Мурунтау (Костицын, 1993; 1996); Г.В. Моралева для месторождения Школьное (Moralev, Shatagin, 1999), А.В. Чугаева для месторождения Сухой Лог (Чугаев, 2007). Однако для месторождений и рудопроявлений Карелии возможность такого подхода к датированию рудных процессов ранее не рассматривалась, главным образом, в связи с представлениями о недостаточной устойчивости Rb-Sr-изотопной системы к наложенным процессам, которые могли неоднократно проявиться в регионе за более чем трехмиллиардную историю его развития. Тем не менее, по результатам наших исследований, представленным ниже, для изученных объектов была получена принципиально новая информация о времени формирования золоторудной минерализации. Изотопно-геохронологические данные, вероятно, позволят по-новому взглянуть на проблемы типизации изученных участков, проблемы формирования мезотермальных орогенных месторождений в целом, а также вновь затронуть вопрос об отсутствии крупных золоторудных объектов на территории Карелии.



ВОЗРАСТНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕНЕЗИС ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Карельский кратон располагается в ЮВ части Балтийского щита и представляет крупный сегмент архейской коры, зажатый между Свеккофенским и Лапландско-Кольским палеопротерозойскими складчатыми поясами (фиг. 1). Главные события архейской истории формирования коры Карельского кратона и ее последующей переработки в палеопротерозое суммированы в таблице 1.

Архейская кора Карельского кратона состоит из разновозрастных палео-, мезо- и неархейских террейнов. Наиболее древние террейны, ядра которых сложены комплексами палео- и мезоархейских ТТГ-гнейсов с возрастными 3.5–3.0 млрд лет, выделяются в восточной и западной частях Карельского кратона. В обрамлении этих древних доменов располагаются тоналит-зеленокаменные пояса, формирование которых происходило в интервале времени 2.95–2.78 млрд лет. Расположенные во внутренней части Карельского кратона, Ведлозерско-Сегозерский, Костомукшский и Восточно-Финский тоналит-зеленокаменные пояса фиксируют вклад древнего кислого материала и их образование обсуждается в рамках моделей активных континентальных окраин, задуговых бассейнов или энсиалических рифтов (Puchtel *et al.*, 1998; Федчук и др., 2003; Samsonov *et al.*, 1997; Лобач-Жученко и др., 2000, 2001; Кожевников, 2000; Светов, 2005). На внешнем северо-восточном фланге Карельского кратона Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский, Парандово-Надвоицкий и Северо-Карельский тоналит-зеленокаменные пояса имеют энсиматические изотопно-геохимические характеристики и рассматрива-

ются как островодужные террейны (Puchtel *et al.*, 1999; Бибикина и др., 2003), образовавшиеся на удалении от древней континентальной коры в обширном океаническом бассейне, занимавшем территорию Беломорского подвижного пояса (Слабунов, 2008). Древние блоки и обрамляющие их тоналит-зеленокаменные пояса разделены ювенильными неархейскими (2.74–2.69 млрд лет) комплексами Центрально-Карельского террейна, в котором резко преобладают гранитоидные батолиты санукитоидной серии. Большинство характеристик этих гранитоидов, такие как поздние- и посткинематическая структурная позиция, сопряженность с трансензионными структурами, пространственная и временная взаимосвязь с субщелочными гранитоидами и лампрофирами, предполагают связь неархейского санукитоидного магматизма с режимом внутриплитного растяжения (Самсонов и др., 2004; Бибикина и др., 2005; Ларионова и др., 2007). Имеющиеся петрологические и изотопно-геохимические данные показывают, что источником расплавов, исходных для санукитоидных серий, служил мантийный субстрат, интенсивно метасоматизированный в ходе предшествовавших тектоно-магматических, вероятно, субдукционных процессов (Kovalenko *et al.*, 2005; Ларионова и др., 2007). Плавление этой метасоматизированной мантии на постсубдукционной стадии, возможно, было связано с подъемом мантийного диапира, инициированным распадом коллизионного орогена с деляминацией литосферного корня.

Рассмотренные выше данные показывают, что по составу породных комплексов и последовательности геологических и тектонических событий архейская история формирования коры Карельского кратона близка к истории формирования фанерозойских аккреционных и коллизионных орогенов

Фиг. 1. Тектоническая схема севера Восточно-Европейского кратона (составлена на основе схемы из работы Слабунов, 2008 с дополнениями по работам Минерально-сырьевая база ..., 2005 и Самсонов и др., 2009).

1 – 3.5–2.9 млрд лет, ТТГ-гнейсы, амфиболиты; 2 – 2.9–2.7 млрд лет, ТТГ-гранитоиды Беломорского подвижного пояса, переработанные в палеопротерозое; 3 – 2.9–2.7 млрд лет, ТТГ-гранитоиды; 4 – 2.9–2.7 млрд лет, вулканогенно-осадочные комплексы архейских зеленокаменных поясов; 5 – 2.75–2.70 млрд лет, санукитоиды; 6 – 2.75–2.65 млрд лет, гранулитовые комплексы; 7 – тектоническая смесь неархейских и палеопротерозойских комплексов в обрамлении Лапландско-Кольского орогена; 8 – 2.5–2.4 млрд лет, комплексы сумийского и сариолийского этапов; 9 – 2.30–1.97 млрд лет, комплексы ятулийского и людиковийского этапов; 10 – ~2.00 млрд лет – вулканогенно-осадочные породы Лапландского пояса; 11 – 1.97–1.80 млрд лет – комплексы Свеккофенского пояса; 12 – 1.97–1.80 млрд лет – нерасчлененные комплексы Терского террейна, Лапландско-Кольский ороген; 13 – 1.78 млрд лет, песчаники и долериты вепсия; 14 – граниты рапакиви раннего рифея; 15 – комплексы рифея; 16 – комплексы фанерозоя; 17 – золоторудные рудопроявления и месторождения: а – колчеданные; б – Cu-Мо-порфиоровые; в – мезотермальные; 1 – Ялонваарское; 2 – Хаутоваарское; 3 – Талпус; 4 – Золотые Пороги; 5 – Хатуной; 6 – Новые Пески; 7 – Центральное; 8 – Педролампи; 9 – Рыбозеро; 10 – Заломаевское; 11 – Воицкое; 12 – Таловейс; 13 – Берендей; 14 – Лобаш; 15 – Моуккори; 16 – Паловаара; 17 – Сеппонен; 18 – Пампало; 19 – Валкеасу; 20 – Фаддейн-Келья; 21 – Меридиональная зона; 22 – Весеннее; 23 – Козозеро; 24 – Риговаррака; 25 – Шуезерское; 26 – Шомбозерское; 27 – Кожозерское; 28 – Пякюля; 29 – Святонавлок 2; 30 – Виетуккалампи; 31 – Максово. 18–20 – разрывные нарушения: 18 – разломы, 19 – надвиги, 20 – разломы предполагаемые. Тектонические блоки обозначены римскими цифрами: I – Карельский, II – Волдозерский, III – Иисалми, IV – Рануа, V – Центрально-Кольский, VI – Мурманский, VII – Шенкурский. Цифрами в кружках на схеме обозначены главные зеленокаменные пояса Карельского блока, обсуждаемые в тексте: 1 – Сумозерско-Кенозерский; 2 – Ведлозерско-Сегозерский; 3 – Южно-Выгозерский; 4 – Костомукшский; 5 – Восточно-Финский; 6 – Парандово-Надвоицкий; 7 – Северо-Карельский; 8 – Центрально-Беломорский; 9 – Иломанси-Ялонваара зеленокаменный пояс.

Таблица 1. Позиция золоторудной минерализации в раннедокембрийской истории формирования коры Карельского кратона

Время, млрд лет	Тектоническая обстановка	Структурно-вещественные комплексы	Позиция Au
~1.70	(?) распад коллизионного орогена с отрывом литосферного корня	Деформации, метасоматоз	U-V-Au – мезотермальное; Au-Qz-S ²⁻ – мезотермальное
1.80–1.89	Поздне- и постколлизионные обстановки	Тектоника конвергентных границ плит в палеопротерозойских Свекофенском и Лапландско-Кольском складчатых поясах. В пределах Карельского блока магматизм и рудогенез этих тектонических этапов не установлен.	
1.89–1.95	Субдукционные и коллизионные обстановки		
1.95–2.05	Внутриплитные обстановки	Траппы, континентальные осадки	Ti-Fe-V(Au) и Cu-Ni(Au) с траппами
2.05–2.30	Эпиplatformенная обстановка	Траппы, континентальные и морские осадки, эвапориты	Au-конгломераты
2.40–2.50	Внутриплитные обстановки (континентальные рифты)	Рифтогенные прогибы: бимодальный вулканизм и осадки; расслоенные основные массивы	Cu-Ni(Au)-сульфидные залежи с Mg-габбро-норитами
2.70–2.75	Поздне- и постколлизионные обстановки: распад орогена с отрывом литосферного корня	Деформации, метаморфизм. Субщелочной магматизм	(?) Au-Qz-S ²⁻ – мезотермальное; Cu-Mo(Au)-порфировые с полифазными гранитоидными массивами
2.78–2.94	Субдукционные и коллизионные обстановки	ТТГ-зеленокаменные пояса: Адакитовый и БАДР-магматизм, вулканогенно-, хемогенно- и (?) биогенно-осадочные ассоциации (железистые кварциты и углеродистые сланцы)	Cu-Zn-Pb (Au)-колчеданы и рассеянная стратиформная сульфидная минерализация, сопряженная с БАДР-вулканизмом
2.84–3.00	Внутриплитные обстановки (океанические плато), примитивные океанические дуги	Зеленокаменные пояса: толеитовые базальты и коматииты	Cu-Zn-Co-Ni (± Au, ± Pt, ± Pd)-колчеданы и рассеянная стратиформная сульфидная минерализация, сопряженная с вулканитами СОХ-типа
3.20–3.60	Древняя кора, тектоника не ясна	ТТГ-гнейсы и гранитоиды преобладают	Не известно

Примечание. Составлена с привлечением материалов Eilu *et al.*, 2003; Голубев и др., 2008; Holtta *et al.*, 2008; Lahtinen *et al.*, 2008 и др.

(Кожевников, 2000; Samsonov *et al.*, 2005; Типы ..., 2006). Устанавливаемая для внутренней части Карельского кратона билатеральная симметрия возрастных, вещественных и изотопно-геохимических характеристик породных комплексов является типичной для фанерозойских коллизионных орогенов (Moore, 1995). Напротив, “внешний” северо-восточный фланг Карельского кратона, возможно, представляет аккреционный ороген, состоящий из разновозрастных островных дуг.

Сформированная к концу неоархея, континентальная кора Карельского кратона на протяжении палеопротерозоя подверглась неоднократной переработке.

В раннем и среднем палеопротерозое с 2.50 до 2.00 млрд лет это было связано с рифтогенезом и внутриплитным магматизмом. Внутриплитный магматизм сумийского этапа (2500–2400 млн

лет) имел ярко выраженный бимодальный характер с формированием как мантийных производных базальтовых магм, так и кислых производных внутрикорового плавления. Ятулийский этап (2300–2050 млн лет) был периодом относительного затишья эндогенной активности с ограниченными проявлениями базальтового магматизма (Степанова и др., 2011). Значительный интервал этого этапа был амагматичен и характеризовался интенсивным осадконакоплением сначала в континентальных, а потом в морских условиях с накоплением карбонатных и эвапоритовых толщ (Ojakangas *et al.*, 2001; Kuznetsov *et al.*, 2010). Людиковский этап (2050–1970 млн лет) фиксирует переход от морских к континентальным условиям осадконакопления, отличительной особенностью которых было формирование углеродсодержащих (черносланцевых) толщ. Магматизм этого этапа в Карельской провинции представлен вулканогенны-

ми комплексами, силлами, интрузивами и дайковыми роями со значительным разнообразием пород, среди которых установлены магнезиальные и железистые толеиты, субщелочные базальты, пикриты, кимберлиты и карбонатиты (Puchtel *et al.*, 1998; Ушков, 2001; Самсонов и др., 2009; Corfu *et al.*, 2011).

В конце среднего палеопротерозоя 2.0–2.1 млрд лет назад начался раскол архейской коры и открытие Лапландско-Кольского и Свекофеннского океанических бассейнов, между которыми располагался Карельский кратон (фиг. 1). Субдукционные события, происходившие 1.98–1.91 млрд лет назад в этих океанах (Daly *et al.*, 2006; Lahtinen *et al.*, 2008), никак не проявились в Карельском кратоне. Коллизионные и постколлизионные гранитоиды с возрастными 1.87–1.80 млрд лет локализованы на краях Карельского кратона в Раахеладжской зоне сочленения со Свекофенским поясом и в Беломорском подвижном поясе, который представляет форленд Лапландско-Кольского коллизионного орогена (Daly *et al.*, 2006). Представляется вероятным, что именно в это время сегмент архейской коры Карельского кратона, зажатый между двух орогенов, претерпел интенсивное сжатие. Снятие этого напряжения, сопровождавшее распад обрамляющих орогенов, привело, по видимому, к растяжению коры Карельского кратона и заложению в нем системы субмеридиональных сдвиговых зон. Наиболее детально эти зоны, выделяемые как “зоны складчато-разрывных деформаций”, изучены в Онежской структуре (Онежская ..., 2011).

Вопросы взаимосвязи золотой минерализации с тектоно-магматическими этапами формирования Карельского кратона активно обсуждаются в последние годы разными исследователями и суммированы в табл. 1.

В архейской истории Карельского кратона по результатам опубликованных данных и наших исследований достаточно уверенно распознаются архейские золотосодержащие колчеданные залежи и Cu-Mo(Au)-порфировые проявления, распределение и масштабы золоторудной минерализации в которых достаточно неоднородны. Менее уверенно может быть выделена мезотермальная золоторудная минерализация архейского этапа. Колчеданная и рассеянная сульфидная “стратиформная” минерализация ассоциирует с вулканитами и отвечает эксгалиационно-осадочным накоплениям рудного вещества. Наиболее распространены колчеданные проявления Cu-Zn-Pb(\pm Au)-типа, образующие многочисленные мелкие рудопроявления как во “внутренних”, так и во “внешних” зеленокаменных поясах (Рыбаков, 1987; Иващенко, Голубев, 2009; Самсонов и др., 2010). Эти проявления имеют устойчивую пространственную и, вероятно, генетическую связь с вулканитами базальт-андезит-

дацит-риолитовой (БАДР) серии, которая маркирует обстановки зрелых дуг и активных окраин (Samsonov *et al.*, 2005). Cu-Mo(\pm Au) порфировая минерализация в Карельской провинции пространственно и, вероятно, генетически связана с неоархейскими (2.75–2.69 млрд лет) полифазными диорит-гранодиорит-гранитными массивами, которые внедрялись в супракрустальные толщи и “внутренних”, и “внешних” зеленокаменных поясов. На сегодня к этому типу может быть отнесено месторождение Лобаш-1 и рудопроявления Хатуной и Хаутоваара (Минерально-сырьевая ..., 2005; Покалов, Семенова, 1993; Иванников и др., 1995; Кулешевич и др., 2004; Иващенко и др., 2007; Самсонов, Ларионова, 2011). Орогенная мезотермальная золото-кварц-сульфидная минерализация, связанная с заложением крупных сдвиговых зон при распаде неоархейского коллизионного орогена, в последние годы рассматривается рядом исследователей как доминирующий тип в архейских комплексах Карельской провинции (Eilu *et al.*, 2003; Геология ..., 2006). Однако, как отмечалось во введении, отнесение этого типа минерализации к архейскому этапу на многих объектах не очевидно, и этот вопрос является основным в нашем исследовании.

В палеопротерозойской истории Карельского кратона наиболее широко была проявлена эпигенетическая золоторудная минерализация мезотермального типа, что фиксируется по присутствию точек минерализации, рудопроявлений и нескольких мелких месторождений в палеопротерозойских сумийско-сариолийских вулканогеносадочных структурах (Лехта, Ветреный пояс, Шомбозеро и др.) и в ятулийских и людиковийских вулканитах и осадках Салла-Куолаярвинского прогиба и Онежской структуры (Леденева, Пакульнис, 1997; Ахмедов и др., 2001; Минерально-сырьевая ..., 2005). Время формирования этих рудных объектов, по геологическим данным происходившего в конце палеопротерозоя, по результатам датирования на месторождении Средняя Падма составляет около 1.7 млрд лет.

ПОДХОДЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Привлекательность Rb-Sr-метода для датирования рудных процессов определяется оптимальными с точки зрения геохронологии свойствами Rb-Sr изотопной системы при физико-химических параметрах средне-низкотемпературных метасоматических преобразований, которыми сопровождается основной объем золотого рудогенеза. Rb-Sr изотопная система метасоматитов и руд гидротермальных месторождений формируется в результате взаимодействия флюида с вмещающими породами. В этом взаимодействии происходит перераспределение Rb и Sr между фазами системы, что в конечном счете должно привести к

исчезновению различий по величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, существовавших в начальный момент времени между флюидом и минеральными фазами породы. Процесс протекает при сравнительно низких температурах, при которых диффузия Rb и Sr в кристаллической решетке минералов идет чрезвычайно медленно и новое изотопно-геохимическое равновесие может достигаться только в результате химических реакций между флюидом и породой. С минералогической точки зрения процесс взаимодействия между флюидом и породой выражается в образовании нового парагенезиса минералов, замещающего предшествующий (например, магматический или диагенетический) парагенезис. Если выравнивание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в минералах произошло — система приходит в новое изотопное равновесие, и мы можем датировать время рудно-метасоматических преобразований. Однако в выборе минерального парагенезиса для успешного Rb-Sr-датирования заключены значительные методические трудности. Сложность подбора образцов, отсутствие методических разработок в данной области и связанные с этим неудачи привели к тому, что в последние годы Rb-Sr-метод датирования рудных метасоматитов, несмотря на его высокую геохронологическую эффективность при корректном подходе, используется не так часто и преимущественно привлекается исследователями для установления источников вещества.

В данной работе мы использовали несколько подходов к выбору образцов для датирования, которые ниже кратко охарактеризованы с теоретической и практической точек зрения.

1. Использование образцов валовых проб метасоматизированных пород, метасоматитов и рудных жил. Если в ходе петро-геохимических исследований объекта была установлена латеральная метасоматическая зональность, которая развита по одному и тому же комплексу пород (например, одним и тем же гранитоидам массива), можно попытаться использовать для датирования образцы пород, отобранные вкрест простирания какой-либо одной рудной зоны. Образцы, отобранные в непосредственной близости от рудного тела, будут отражать максимальное проявление метасоматического процесса на данном объекте, а использование проб собственно золоторудных жил дает нам уверенность, что мы датировем рудный процесс. Получение изохронной зависимости по образцам вкрест рудной зоны предполагает выравнивание изотопного состава в объеме пород, охарактеризованных образцами, которые были отобраны на значительном расстоянии друг от друга. На практике это означает, что для реализации такого подхода к датированию требуется очень мощное преобразование вмещающих пород, нивелирую-

щее их исходную изотопно-геохимическую гетерогенность, сформировавшуюся к началу процесса.

2. Использование новообразованного в ходе метасоматоза парагенезиса минералов. На большинстве изученных нами золоторудных объектов развиты метасоматиты березитовой фации. Березитовый парагенезис включает минералы с разными Rb/Sr отношениями (например, серицит с высоким и карбонат с низким значением Rb/Sr отношения). Изучив исходные породы, мы уверенно диагностируем новый метасоматический парагенезис минералов. Петрографические исследования в сочетании с локальным изучением химизма позволяют установить, являются ли выбранные минералы “метасоматическими”, или же они реликтовые — магматического или метаморфического происхождения. Получение изохроны с хорошими статистическими параметрами по некому набору минералов из одного образца свидетельствует в пользу их парагенетической связи, что в свою очередь означает, что изохронная зависимость отвечает возрасту того процесса, который сформировал данную ассоциацию минералов. Трудность в данном случае может заключаться лишь в подборе образцов с необходимым набором минеральных фаз.

3. Использование породообразующих минералов магматической ассоциации, но с преобразованным в ходе березитизации химическим составом. Пожалуй, это самый сложный пример, поскольку поведение Rb-Sr изотопной системы в данном случае наименее очевидно: предсказать заранее, до какой стадии преобразования химического состава породообразующих минералов должен дойти метасоматический процесс, чтобы произошло выравнивание изотопного состава стронция между минералами, довольно сложно. Тем не менее, минералого-петрографический контроль необходим для интерпретации полученных данных, особенно в случае получения хорошей изохронной зависимости — мы должны быть уверены, что новое изотопно-геохимическое равновесие было достигнуто именно в метасоматическом процессе.

При петрографическом изучении вмещающих пород и развитых по ним березитов особое внимание требуется для выделения всех возможных парагенезисов минералов в образце — магматического, метаморфического и метасоматического. Если в породе описан метасоматический парагенезис, то для его надежного датирования необходимо анализировать и помещать на изохрону все минеральные фазы этого парагенезиса (исключением здесь могут быть только сульфиды и кварц, поскольку эти минералы эффективно не концентрируют в себе ни Rb, ни Sr).

Изотопные исследования проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Разложение проб выполнялось в

смеси $\text{HNO}_3 + \text{HF}$ (1 : 5); минеральные фракции турмалинов разлагались в смеси $\text{HClO}_4 : \text{HF}$ (1 : 5). Смешанный изотопный трассер ($^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$) добавлялся к пробам до процедуры разложения. Выделение Rb и Sr осуществлялось на ионообменной смоле Dowex 50 × 8 в среде 2.3N HCl в кварцевых колонках. Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия). Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Sr контролировались повторными измерениями международного стандарта изотопного состава SRM-987, среднее значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в период проведения работ составило 0.710253 ± 13 ($2\sigma_{\text{ед}}$, $n = 170$). В расчетах изохрон для отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ принята средняя погрешность 1%; для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.003\%$. Расчет параметров изохрон проводился по методу Д. Йорка (York, 1969) в программе Isoplot 3.00 (Ludwig, 2003). Итоговые погрешности измерений первичного изотопного состава стронция и возраста составляют оценки для 95% уровня значимости.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В АРХЕЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ КАРЕЛЬСКОГО БЛОКА

Рудопроявление Таловейс расположено в западной части Карельского кратона, в пределах “внутреннего” Костомукшского зеленокаменного пояса (фиг. 1). Оно локализовано в одноименном диорит-гранодиоритовом массиве, который внедрился 2715 ± 5 млн лет назад в метаморфизованные базальт-коматиитовые толщи Костомукшской зеленокаменной структуры (Самсонов и др., 2004; Ларионова и др., 2004).

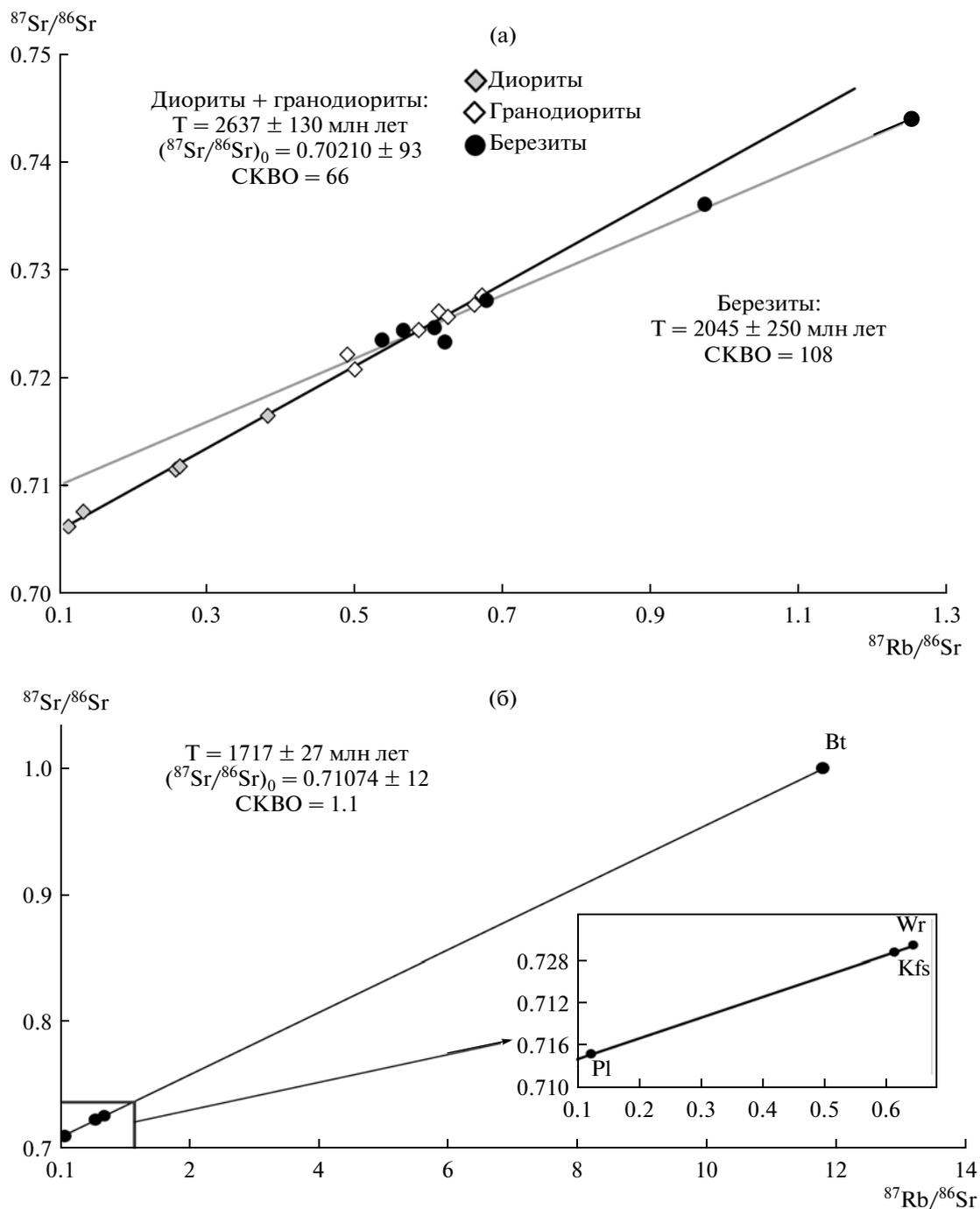
Массив Таловейс в плане имеет близкую к овальной форму (примерно 500×1000 м) и представляет собой крутопадающее на юг линзовидное тело субширотного простирания. Массив отличается двухфазным строением: биотит-рогообманковые диориты и кварцевые диориты ранней фазы слагают внешнюю оторочку массива и мало-мощные жильные тела среди вмещающих метавулканитов, а основная внутренняя часть массива сложена гранодиоритами. Массив прорывает базальты, коматиитовые базальты и коматииты контоксской серии, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации и представленные амфиболитами по толеитовым базальтам, серпентинитами и хлорит-тремолитовыми сланцами по ультрамафитам и коматиитовым базальтам (Кулешевич, Фурман, 2009).

Локализованная в массиве золоторудная минерализация рассматривается как постмагматическая, связанная с эволюцией диорит-гранодиоритовых расплавов (Кожевников и др., 1998; Иващенко, 2006; Волков и др., 2007) или с внедрением

калиевых гранитов, расположенных в обрамлении Костомукшской структуры (Кулешевич и др., 2000). Западный фланг массива и вмещающие его здесь метабазитовые и метакоматиитовые толщи находятся в области региональной сдвиговой зоны субмеридионального простирания. На рудопроявлении зона выражена двумя субпараллельными жильно-прожилковыми зонами северо-северо-восточного простирания: зона № 1 расположена в гранодиоритах, а зона № 2 локализована в метабазалятах и метакоматиитах западного экзоконтакта массива (Кулешевич, Фурман, 2009). Кварцевые жилы имеют протяженность по простиранию от первых метров до 25–30 м и мощность от 0.1–0.5 м до 1.5 м. Они сопровождаются матасоматитами березитового (по гранодиоритам), лиственитового (по метакоматиитам) и пропилитового типов. В пределах жильно-прожилковой зоны № 1 геологоразведочными работами установлены два рудных тела. Рудное тело 1 представляет собой рудный столб, приуроченный к двум кварцевым жилам, круто склоняющийся по простиранию продуктивной зоны в сторону лежачего бока массива. Рудное тело при средней мощности 10 м прослежено в глубину на 100 м как по падению, так и по простиранию. Содержания золота в нем в среднем 10.8–12.9 г/т. Рудное тело 2 представляет прожилковую зону мощностью до 20 м, прослежено по падению на 80 м и по простиранию на 100 м, имеет средние содержания золота 3.5 г/т. Количество сульфидов в жилах, как правило, не превышает 3–5%. В жильно-прожилковой зоне № 2 в жиле Ушкова были установлены средние концентрации золота 38.1 г/т при мощности 0.15 м и протяженности 15 м (Кулешевич, Фурман, 2009). На рудопроявлении подсчитаны запасы золота по категории C_2 в количестве 15.9 кг при среднем содержании золота 11.6 г/т и прогнозные ресурсы категории P_1 в количестве 60.9 кг при среднем содержании золота 4.8 г/т.

Rb-Sr изотопные исследования были проведены для слабоизмененных диоритов и гранодиоритов, для березитизированных гранитоидов, для околорудных метасоматитов и кварцевой жилы рудного тела 1 и для мономинеральных фракций умеренно березитизированного гранодиорита.

Диориты и гранодиориты из разных частей массива, слабо затронутых метасоматическими процессами, показали кажущийся Rb-Sr изотопный возраст 2637 ± 140 млн лет, который с учетом погрешности совпадает со временем внедрения массива, оцениваемым по результатам U-Pb датирования цирконов в 2715 ± 5 млн лет (Самсонов и др., 2004). Неопределенность оценки, полученной Rb-Sr методом, обусловлена большим разбросом фигуративных точек на изохронной диаграмме (СКВО = 66) (фиг. 2а; табл. 2). Этот разброс может быть как следствием начальной неоднородности гранитоидов по значению



Фиг. 2. Rb-Sr-изохронные диаграммы для образцов пород в целом и минералов месторождения Таловейс. а – изохронная диаграмма для образцов слабо измененных диоритов и гранодиоритов (черная линия) и образцов из профильного пересечения Главной рудной зоны (серая линия). б – изохронная диаграмма для минералов образца среднеберезитизированного гранодиорита 508.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так и результатом их метасоматического изменения. Принимая во внимание тот факт, что практически все гранитоиды месторождения в той или иной степени затронуты гидротермально-метасоматической переработкой, более вероятным следует считать второе предположение.

Анализ распределения Rb и Sr в гранитоидах и их березитизированных разностях позволяет утверждать, что нарушение замкнутости Rb-Sr изотопной системы в объеме проб гранитоидов при березитизации выразилось в большем или меньшем росте величины Rb/Sr отношения. В не-

Таблица 2. Rb-Sr изотопные данные для пород и минералов изученных месторождений

№ п.п.	№ образца	Порода/минерал	Rb, (мкг/г)	Sr, (мкг/г)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$
<i>Месторождение Таловейс</i>							
1	500-1	Диорит	82.4	628	0.380	0.716477 ± 14	0.70711
2	119А	»	67.8	769	0.2551	0.711478 ± 41	0.70518
3	120	»	36.3	976	0.1076	0.705994 ± 17	0.70333
4	512	»	71.4	781	0.2644	0.711721 ± 40	0.70520
5	522	»	41.7	927	0.1303	0.707553 ± 7	0.70434
6	506	Гранодиорит	116	574	0.5834	0.724421 ± 9	0.71002
7	122	»	125	578	0.6228	0.725648 ± 48	0.71028
8	33	»	85.7	499	0.4970	0.720762 ± 30	0.70850
9	503	»	119	561	0.6126	0.725989 ± 11	0.71087
10	508	»	129	557	0.6724	0.727345 ± 28	0.71075
11	509	»	130	570	0.6584	0.726777 ± 10	0.71053
12	510	»	99.2	590	0.4869	0.722146 ± 21	0.71013
13	505-2	Пропилит	20.6	518	0.1543	0.710845 ± 11	0.70704
14	505-3	»	84.5	614	0.3972	0.717758 ± 8	0.70796
15	508	Плагиоклаз	38.3	745	0.1486	0.714416 ± 9	0.71075
16		Микроклин	225	1000	0.6409	0.726464 ± 11	0.71065
17		Биотит	658	161	1.865	1.00472 ± 8	0.71187
18	03Т 1-1	Березит	94.9	488	0.5627	0.724327 ± 8	0.71044
19	03Т 1-2	»	85.9	466	0.5338	0.723501 ± 16	0.71033
20	03Т 1-3	»	79.5	330	0.6714	0.727370 ± 15	0.71080
21	03Т 1-4	Кварцевая жила	7.97	18.4	1.253	0.744024 ± 15	0.71309
22	03Т 1-6	Березит	85.7	408	0.6082	0.724433 ± 21	0.70942
23	03Т 1-7	»	76.7	359	0.6188	0.723311 ± 21	0.70804
24	524-3	Сульфидно-кварцевая жила	117	349	0.9695	0.736094 ± 21	0.71217
<i>Месторождение Петролампи</i>							
25	628-7	Березит	132	52.6	7.250	0.894602 ± 27	0.71534
26		Мусковит	133	40.4	9.509	0.945594 ± 28	0.71048
27		Хлорит	8.40	3.95	6.155	0.864039 ± 21	0.71185
28		Турмалин	7.80	396	0.057	0.711476 ± 26	0.71007
29	622-2	Березит	75.7	88.0	2.489	0.771391 ± 23	0.70985
30		Мусковит	124	67.7	5.316	0.840725 ± 25	0.70928
31		Хлорит	10.1	7.40	3.941	0.807152 ± 24	0.70972
32		Кальцит	0.23	883	0.0008	0.709853 ± 21	0.70983
<i>Месторождение Фаддейн-Келья</i>							
33	618-1	Метасоматизиргранит	138	315	1.268	0.743334 ± 21	0.71187
34	618-3	Кварцевая жила	70.6	6.29	32.49	1.52267 ± 18	0.71642
35	618-7	Рудная зона	53.7	23.9	6.496	0.872971 ± 19	0.71178
36	618-9	Березит	119	17.9	19.19	1.18826 ± 21	0.71220
37	618-10	»	237	35.6	19.27	1.18900 ± 22	0.71098
38	618-11	»	234	57.0	11.87	1.00554 ± 19	0.71090
<i>Участок Хатуной, Ялонварское месторождение</i>							
39	764-5	Кварцевая жила	1.19	1.71	2.020	0.762450 ± 20	0.71251
40	764-6	»	1.11	1.51	2.131	0.764905 ± 21	0.71221
41	764-7	»	1.65	1.81	2.629	0.777695 ± 20	0.71269
42	764-9	Пропилитизир. диорит	148	680	0.6308	0.727477 ± 20	0.71188
43	764-2	Пропилит	334	719	1.345	0.750299 ± 21	0.71705
44	764-3	Кварцевая жила	21.0	57.0	1.066	0.743775 ± 20	0.71742
45	764-4	»	26.1	415	0.1816	0.721510 ± 19	0.71702
46	764-8	Пропилит	307	616	1.441	0.752375 ± 18	0.71674
47	764-10	Кварцевая жила, апофиз	11.0	21.8	1.463	0.752723 ± 21	0.71654

посредственной близости от рудных жил нарушение замкнутости Rb-Sr-изотопной системы гранитоидов вследствие метасоматического преобразования проявляется более явно.

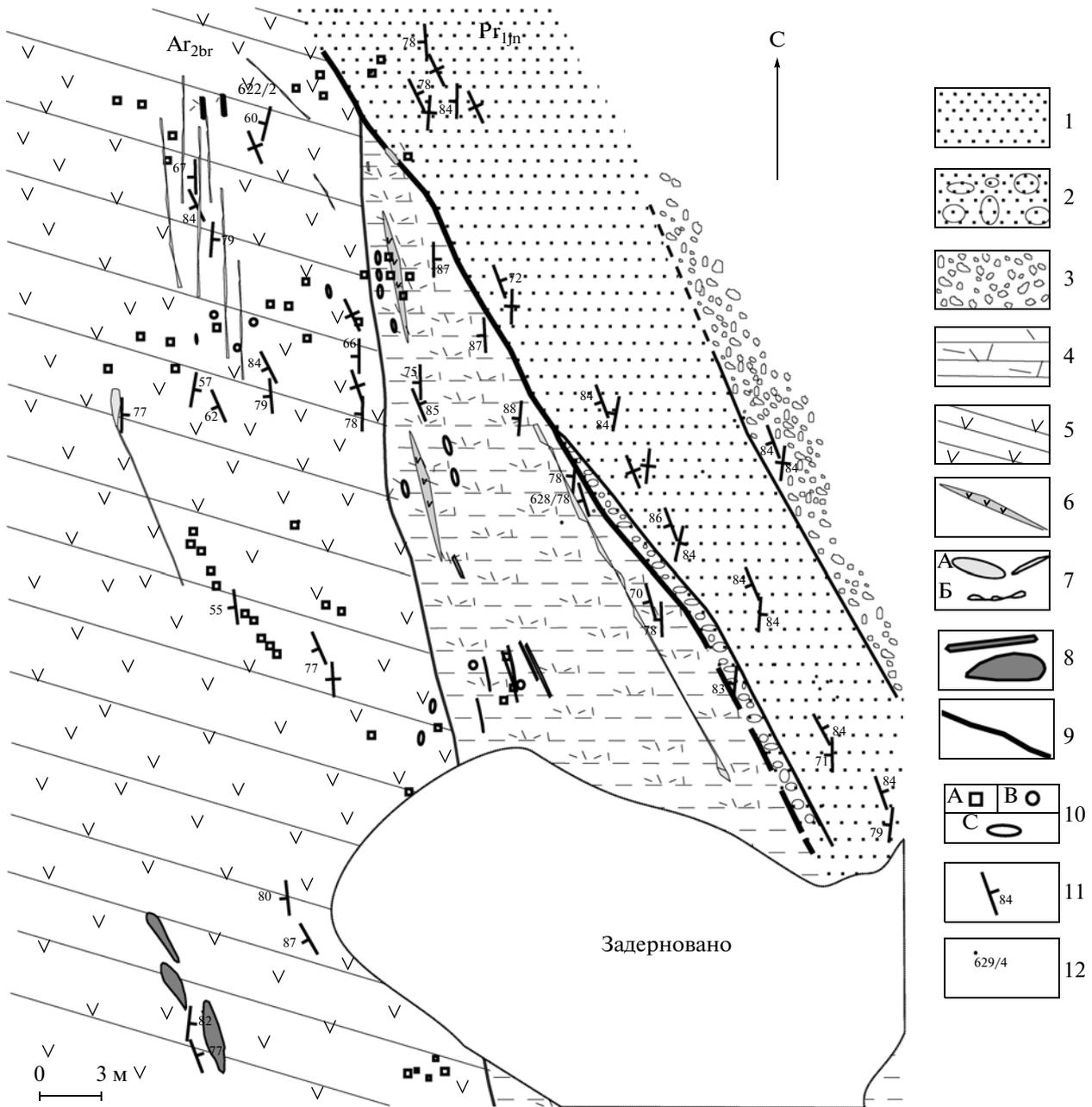
Были проведены изотопные исследования рудного тела 1 по образцам околорудных березитов и собственно золоторудной кварцевой жилы. К сожалению, надежной геохронологической информации эти исследования не дали — на изохронной диаграмме (фиг. 2а) фигуративные точки образцов околорудных березитов и кварцевой жилы выстраиваются вдоль линии с меньшим наклоном (2045 ± 250 млн лет), чем у линии вмещающих гранитоидов. Поскольку разброс точек вокруг этой линии довольно велик, очевидно, что в ходе формирования околорудных березитов происходило весьма значительное перераспределение Rb и Sr, но выравнивания изотопного состава стронция между отдельными участками рудного тела не произошло.

Время метасоматических преобразований, приведших к перестройке Rb-Sr-изотопной системы в метасоматизированных гранитоидах, установлено при Rb-Sr-датировании по мономинеральным фракциям. Был изучен умеренно березитизированный гранодиорит, отобранный на удалении около 300 м к востоку от осевой части жильно-прожилковой зоны № 1. Влияние последней в изученном образце устанавливается по замещению биотита мусковитом, развитию кварц-пирит-карбонат-мусковитовых просечек и гнезд, изменению состава минералов с уменьшением основности плагиоклаза (Ab от 25 до 8), увеличением ортоклазовой компоненты в микроклине и повышением магнезиальности биотита (Mg# от 53 до 56). Для этого образца плагиоклаз, микроклин и биотит вместе с валовой пробой ложатся на изохрону с возрастом 1717 ± 27 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.71074 \pm 12$, СКВО = 1.1 (фиг. 2б). Важно отметить, что исключение из расчета точки биотита дает тот же результат: 1710 ± 16 млн лет, СКВО = 0.89. Петрографические исследования образца, как и других гранитоидов массива, не фиксируют высокотемпературного метаморфического процесса, который мог бы обеспечить изотопное переуравновешивание минералов метасоматита с разными температурами закрытия Rb-Sr-изотопной системы (от 200°C для биотита до 740°C для плагиоклаза (Brabander D.J. *et al.*, 1995). Более вероятно, что полная перестройка Rb-Sr-изотопной системы в породообразующих минералах была достигнута в сравнительно низкотемпературных условиях, но при участии флюида в ходе метасоматической переработки гранитоидов. Полученные данные позволяют утверждать, что мы установили возраст того процесса, который был ответственен за химические преобразования минералов, т.е. возраст метасоматоза.

Изотопные Rb-Sr-данные позволяют сделать заключение, что формирование околорудных метасоматитов, а следовательно, и золоторудной минерализации в целом, на рудопроявлении Таловейс не было связано с архейским гранитоидным магматизмом, а происходило в ходе более поздних гидротермально-метасоматических процессов, сопровождавших сдвиговые деформации палеопротерозойского этапа развития области. Вывод о палеопротерозойском возрасте золоторудного процесса на проявлении Таловейс был подтвержден другими исследователями (Власов, Бакшеев, 2007), изучавшими Sm-Nd-систему собственно рудных и метасоматических минералов рассматриваемого рудопроявления. В результате Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований был получен возраст рудообразования, аналогичный полученной нами Rb-Sr-датировке — 1.7 млрд лет.

Месторождение Педролампи расположено в центральной части Ведлозерско-Сегозерского пояса, на северо-западном окончании Койкарско-Корбозерской зеленокаменной структуры в зоне контакта мезоархейских вулканогенных толщ и палеопротерозойских терригенно-осадочных толщ (фиг. 3). Время накопления кислых вулканитов фиксирует верхний возрастной предел формирования вулканогенной толщи: оно установлено для южной части Койкарско-Корбозерской структуры и по результатам U-Pb-изотопного датирования цирконов составляет для дацитов — 2859 ± 15 млн лет и риолитов — 2876 ± 5 млн лет (Samsonov *et al.*, 1997). Для метаосадков палеопротерозоя по их геологической позиции предполагается ятулийский возраст около 2.3 млрд лет. Региональный метаморфизм пород пояса связывается с неоархейской (ребольской) фазой складчатости; он проходил в условиях, изменяющихся от зеленосланцевой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового барического типа (Рыбаков, 1980).

Месторождение приурочено к региональному сдвиговому нарушению северо-западного простирания, фиксируемому как в архейском метавулканогенном, так и в палеопротерозойском (ятулийском) метаосадочном субстрате. В пределах сдвиговой зоны исходный метаморфический субстрат полностью преобразован в гидротермалиты березитового типа. Актинолит- и биотит-содержащие парагенезисы архейских metabазальтов замещены новообразованными карбонат-, хлорит- и серицитсодержащими ассоциациями с турмалином и пиритом; порфиробластовые структуры и массивные текстуры метагабброидов и metabазальтов, наблюдаемые за пределами зоны, уступили место лепидогоранобластовым структурам и сланцеватым текстурам. В результате березиты слагают практически всю площадь месторождения в форме полнопроявленных метасоматитов, а также многочисленных жил, прожилков и прожилково-вкрапленных гнезд. В качестве рудного



Фиг. 3. Геологическая схема месторождения Педролампи (составлена Сизовой Е.В.).

1 – метапесчаники палеопротерозоя (янгозерская свита ятулийского надгоризонта); 2 – базальные палеоконгломераты палеопротерозоя (янгозерская свита ятулийского надгоризонта); 3 – метагравеллиты с мартитовым цементом палеопротерозоя (янгозерская свита ятулийского надгоризонта); 4 – метариодациты архея (бергаульская серия верхнего лопия); 5 – метабазиты архея (бергаульская серия верхнего лопия); 6 – скрины метабазитов среди кислых пород лопия; 7 – кварцевые (А) и кварц-карбонатные (Б) жилы и прожилки; 8 – Западная золоторудная зона; 9 – контакт метапесчаников палеопротерозоя и метавулканогенных пород архея; 10А – крупные кристаллы пирита (более 5 см); 10В – желваки пирита; 10С – пиритовые гнезда; 11 – элементы залегания сланцеватости; 12 – точки отбора проб для датирования.

тела по бортовому содержанию золота в 1 г/т была оконтурена зона в центральной части месторождения; она прослежена скважинами по простиранию на 400 м, по падению – на 350 м; запасы золота на месторождении по категории $C_1 + C_2$ составляют

2.5 т, прогнозные ресурсы P_1 – 4.5 т, P_2 – 5–6 т (Минерально-сырьевая ..., 2005).

Метасоматиты, жилы и прожилки березитового состава формировались, по крайней мере, в две последовательные стадии, о чем свидетельствует

контроль их распространенности структурными элементами сдвиговых зон как ранней ССЗ, так и поздней субмеридиональной. Березиты, пространственно тяготеющие к структурным элементам ССЗ сдвиговой зоны, характеризуются ассоциацией серицита и кварца с подчиненным количеством хлорита, карбоната (анкерита, кальцита) и турмалина (ССЗ кварц-серицитовая ассоциация). С более поздним этапом сдвиговых деформаций субмеридиональной ориентировки сопряжено площадное развитие гидротермальных образований, представленных ассоциацией кальцита, кварца, пирита и турмалина; в небольших количествах присутствуют серицит и хлорит (субмеридиональная кварц-карбонатная ассоциация). Для березитов, связанных со второй стадией сдвиговых деформаций, характерно развитие прожилков (мощностью до 2 см) и гнезд (размером до 15–20 см) крупнозернистых агрегатов преимущественно пирит-кальцит-кварцевого (с небольшим количеством серицита и хлорита) и пирит-халькопирит-хлорит-кальцит-кварцевого состава. Гидротермальные жилы представлены кварцевым, пирит-хлорит-анкерит-кальцит-турмалин-кварцевым (с магнетитом и халькопиритом) и кварц-турмалиновым типами. Жилы группируются преимущественно в зоны ССЗ простираения, отвечающие первому этапу сдвиговых деформаций. Пирит является основным рудным минералом на месторождении. В качестве включений в нем отмечаются халькопирит и сфалерит, а также характерны сростания пирита и халькопирита. По данным (Кулешевич, 2006) среди рудных минералов на месторождении также присутствуют галенит, минералы МПП, электрум, самородное серебро. Результаты изучения газово-жидких включений в кварце свидетельствуют о протекании гидротермального процесса в интервале 200–260°C.

Для Rb-Sr изотопно-геохронологических исследований были выбраны образцы метасоматитов, в одном из которых (628-7) были представлены преимущественно березиты ранней кварц-серицитовой ассоциации, а во втором (622-2) — доминировали минералы поздней березитовой (кварц-карбонатной) ассоциации. Из этих образцов были выделены и проанализированы основные минералы, слагающие метасоматиты (за исключением рудных минералов и кварца), и образцы пород в целом.

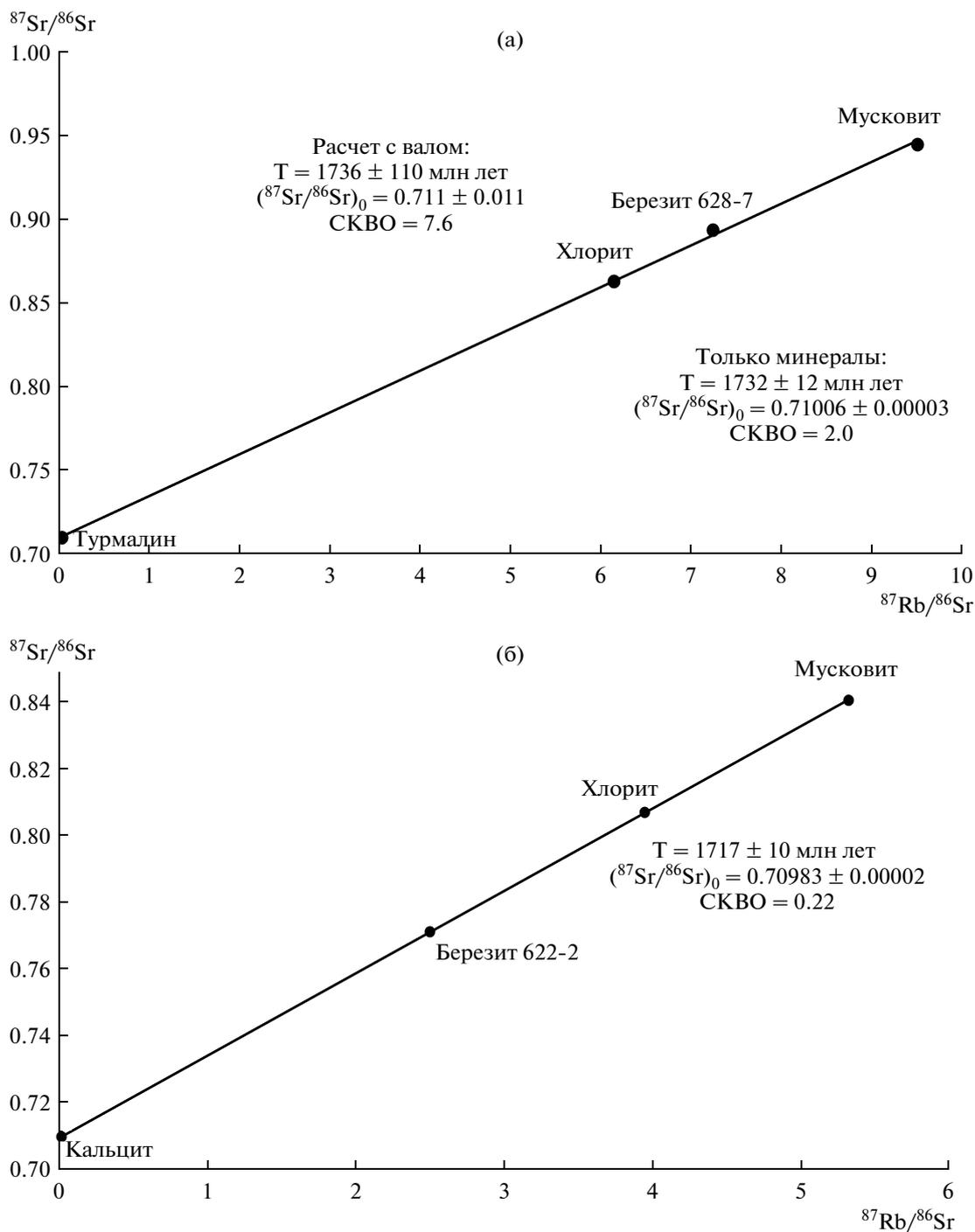
На Rb-Sr изохронной диаграмме фигуративные точки мусковита, хлорита и турмалина из образца метасоматита 628-7, образованного по кислым архейским туфам и представляющего раннюю ССЗ кварц-серицитовую ассоциацию березитов, аппроксимируются изохронной с возрастом 1732 ± 12 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.71006 \pm 0.00003$, СКВО = 2.0 (фиг. 4а, табл. 2). Включение в расчет

изохронной зависимости образца породы в целом определяет тот же возраст 1736 ± 110 млн лет, но с большей погрешностью, при этом величина СКВО возрастает до 7.6. Вероятно, исследованная порода наряду с минералами метасоматического происхождения содержит реликты первичных минералов, устойчивых к средне- и низкотемпературным процессам и не претерпевших нарушения замкнутости Rb-Sr-изотопной системы.

Наиболее результативными в геохронологическом плане оказались исследования образца 622-2, отобранного из центральной части основной рудной зоны, в котором представлена поздняя субмеридиональная кварц-карбонатная ассоциация березитов. На Rb-Sr-изохронной диаграмме фигуративные точки кальцита, хлорита, мусковита и образца породы в целом аппроксимируются изохронной с возрастом 1717 ± 10 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70983 \pm 0.00002$, СКВО = 0.22 (фиг. 4б). Как и в случае с образцом 628-7, анализируемый парагенезис минералов данной пробы является новообразованным в ходе гидротермально-метасоматических процессов, но в данном образце изотопное равновесие было достигнуто не только между изученными минералами, но в объеме породы в целом.

Рассчитанные по полученным изохронам возрасты совпадают с учетом погрешности. Такая сходимость результатов при изучении одной изотопной системы в разных образцах является хорошим критерием надежности проведенного датирования. Полученные изотопно-геохронологические данные в купе с данными геолого-структурных исследований позволяют уверенно интерпретировать полученный возраст 1.72 млрд лет как время золоторудного процесса на месторождении Педролампи.

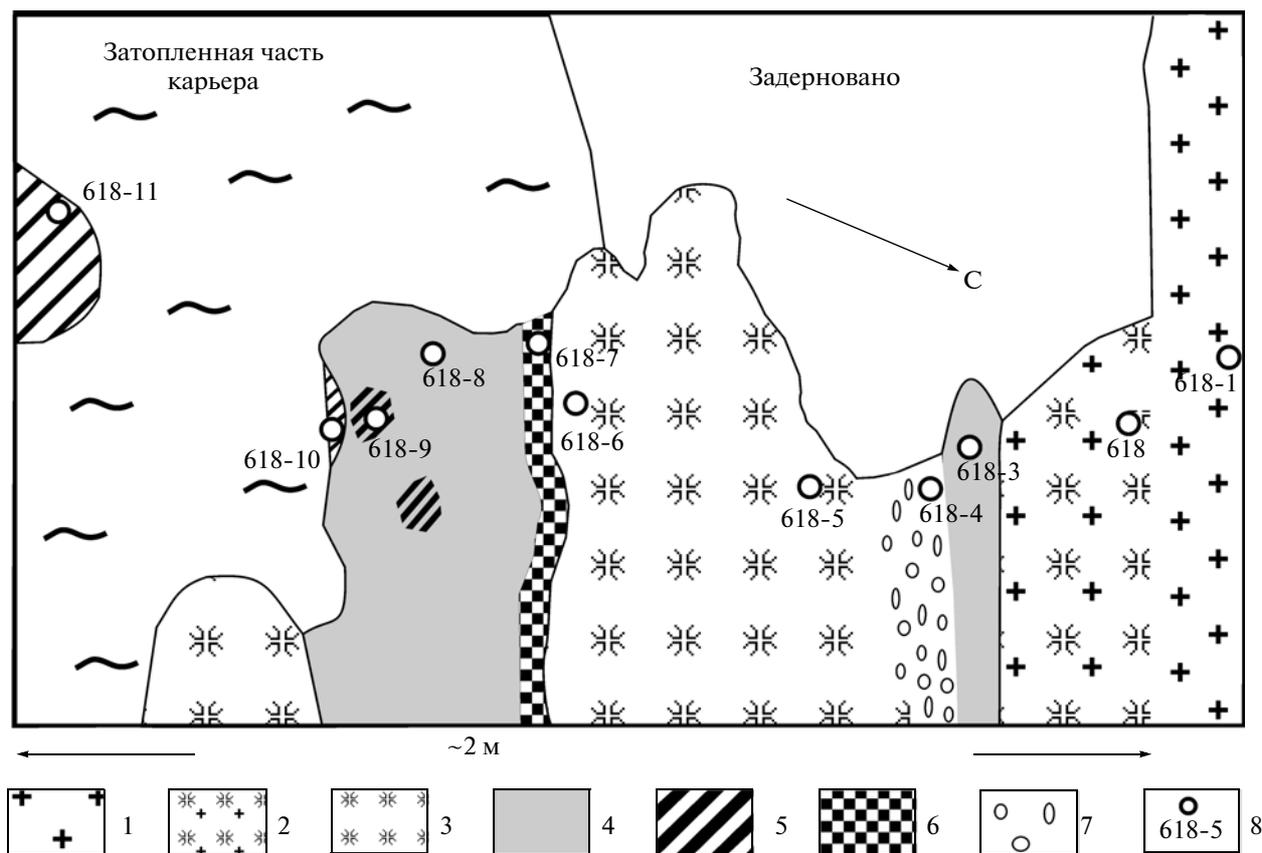
Месторождение Фаддейн-Келья. Месторождение расположено в западном гранито-гнейсовом обрамлении Ведлозерско-Сегозерского пояса (фиг. 1). Медно-полиметаллическое золотосодержащее месторождение Фаддейн-Келья было известно уже в конце XIX столетия и разрабатывалось на медь, его относят к “рудной медьсодержащей формации в сульфидизированных метасоматитах зон дробления” (Минерально-сырьевая ..., 2005). Рудовмещающими породами являются архейские гранитоиды и палеопротерозойские metabазитовые дайки, это позволяет предполагать, что возраст рудных гидротермально-метасоматических процессов не древнее палеопротерозоя. На месторождении Фаддейн-Келья описаны четыре рудные жилы с раздувами и пережимами, расположенные кулисообразно на разных глубинах. На сегодня рудные тела почти полностью отработаны. Основными рудными компонентами являются медь (прогнозные ресурсы $P_1 + P_2$ 0.352 тыс. т) и полиметаллы, ресурсы золота на месторождении не оценивались (Минерально-сырьевая ..., 2005).



Фиг. 4. Rb-Sr-изохронные диаграммы для образцов метасоматитов месторождения Педролампи. а – изохронная диаграмма для минералов образца метасоматита 628-7, образованного по кислым вулканитам архейского возраста; б – изохронная диаграмма для минералов образца метасоматита 622-2, отобранного из жилы замещения, развитой по архейскому субстрату.

На месторождении кварцевые, карбонат-барит-кварцевые жилы с сульфидной минерализацией сопровождаются полнопроявленными березитами (кварц + серицит + карбонат + сульфиды) по архейским гранитоидам.

Изотопные Rb-Sr-исследования были проведены для образца сильно березитизированного гранита, двух образцов из золоторудных кварцевых жил и трех образцов березитов (положение проб приведено на фиг. 5). Точки всех вышеперечисленных образцов



Фиг. 5. Схема карьерной выработки на месторождении Фаддейн-Келья с местами отбора проб.

1 – калиевые граниты; 2 – сильно березитизированные граниты; 3 – березиты; 4 – кварц; 5 – березиты с малахитом; 6 – зальбанд основной жилы (раздроблен, с малахитом); 7 – зона дробления; 8 – точки проботбора.

численных образцов укладываются на одну изохрону с возрастом 1726 ± 9 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.71185 \pm 0.00037$, СКВО = 0.5 (фиг. 6, табл. 2).

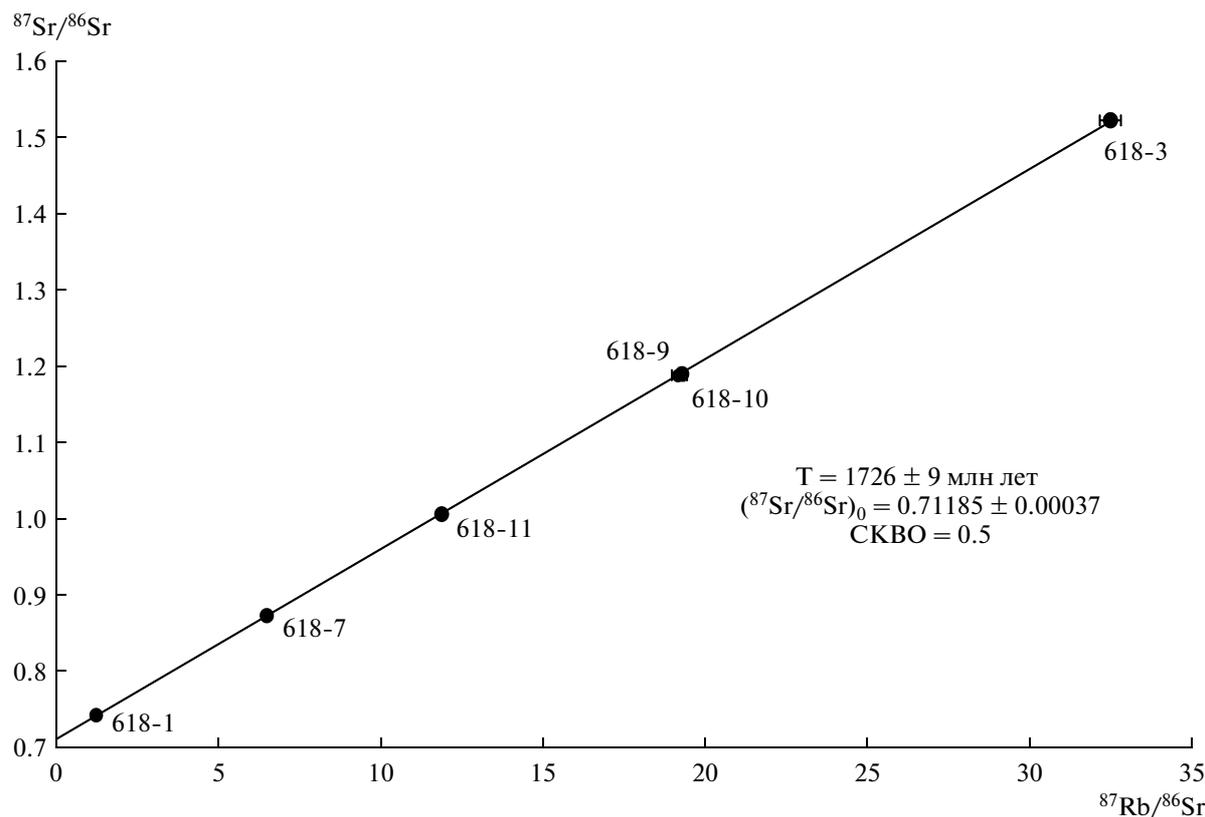
На месторождении Фаддейн-Келья гидротермальные процессы привели не только к значительным структурно-вещественным преобразованиям, зафиксированным при петрографическом анализе (новообразованная минеральная ассоциация, новая лепидогранобластовая структура) и по геохимическим данным (концентрация Sr в березитах уменьшается до 10 раз по сравнению с исходными калиевыми гранитами, концентрация Rb увеличивается до двух раз), но и сопровождались сильными изотопно-геохимическими преобразованиями – даже на уровне образцов пород в целом, отобранных на значительном расстоянии один от другого, Rb-Sr-система достигла нового изотопного равновесия.

Ялонваарское рудопоявление располагается в южной части “внутреннего” Иломанси-Ялонваарского зеленокаменного пояса (фиг. 1). В этом поясе локализовано золотое месторождение Пампало – один из крупных золоторудных объектов

архейского возраста не только на территории Карелии, но и всем Балтийском щите.

В геологическом строении рудопоявления принимают участие архейские и палеопротерозойские комплексы. Архейские (~2.74 млрд лет) комплексы представлены сложно дислоцированными метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, которые прорваны крупным полифазным Ялонваарским массивом позднектонических магнезиальных гранитоидов санукитоидной серии (Ивашенко и др., 2005). Палеопротерозойские комплексы представлены метаконгломератами и многочисленными базитовыми дайками, прорывающими архейские метавулканы и гранитоиды.

На рудопоявлении установлено комплексное Mo-Cu-Au-W-оруденение порфирирового типа, для которого предполагается связь с поздними фазами Ялонваарского гранитоидного интрузива. Высокопробное самородное золото размерностью до 0.2–0.3 мм ассоциируется с самородным висмутом, висмутином, сульфотеллуридами висмута (Ивашенко и др., 2007). В ходе более поздних сдвиговых дислокаций преимущественно субме-



Фиг. 6. Rb-Sr-изохронная диаграмма для образцов метасоматитов и кварцевой жилы месторождения Фаддейн-Келья.

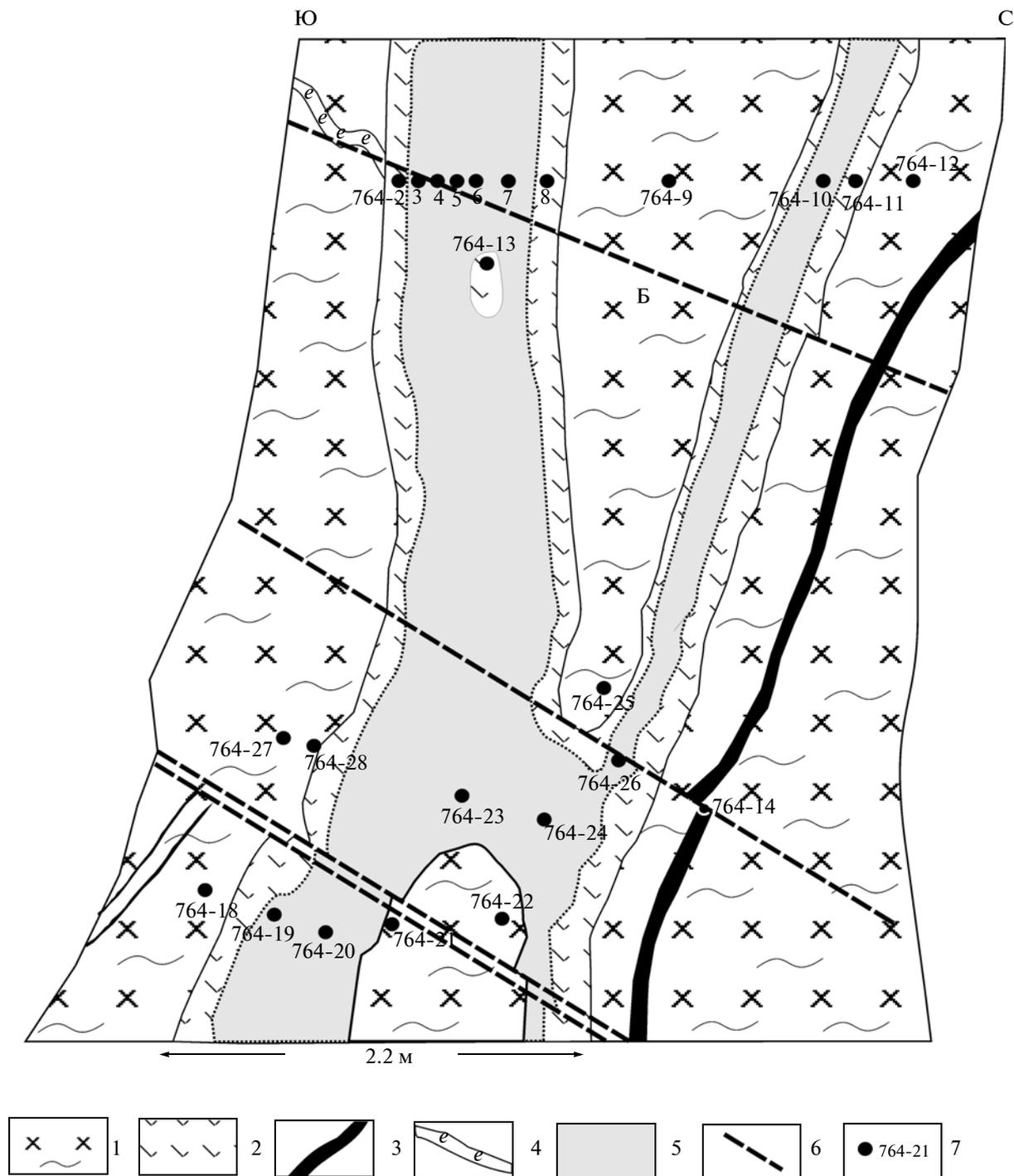
ридиональной ориентировки на ранние штокверковые кварцево-жильные пирит-халькопирит-молибденовые руды с шеелитом была наложена жильная кварц-сульфидная (арсенопирит) минерализация с золотом. Штокверк кварцевых жил, с которыми связана ранняя золоторудная минерализация, локализован в диоритах приконтактной части Ялонваарского массива. Это ветвящиеся жилы сложной морфологии с раздувами и пережимами. На контакте кварцевых жил и диоритов развивается маломощная (не более 20 см) оторочка пропилитов. Жилы интенсивно разбиты серией субмеридиональных нарушений, представляющих региональную сдвиговую зону.

Для Rb-Sr-изотопных исследований была отобрана и проанализирована серия штуфных проб вквосток жильной зоны (фиг. 7). При этом были получены весьма неожиданные результаты. Точки образцов, отобранные из разных частей рудоносной кварцевой жилы (положение точек на фиг. 7) и околорудных метасоматитов, располагаются в $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ координатах на двух параллельных изохронах (фиг. 8, табл. 2). Возрасты 1745 ± 15 и 1716 ± 95 млн лет, определяемые этими изохронами, в пределах погрешностей совпадают. Положение фигуративных точек на двух изохронах определяет два разных отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$

~0.712 и ~0.717. На изохроне с возрастом 1745 ± 15 млн лет и $\text{СКВО} = 0.5$ лежат точки образцов из центральной части жилы и образец вмещающего сильно пропилитизированного диорита. Все точки околорудных пропилитов, краевых частей кварцевой жилы и образец, отобранный из апофиза жилы, определяют изохрону с возрастом 1716 ± 95 млн лет, $\text{СКВО} = 5.5$. На сегодня у нас нет четкого объяснения причины наличия в одной жиле вещества с разным первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Тем не менее, можно уверенно говорить о том, что в Ялонваарском рудном поле был проявлен палеопротерозойский рудный процесс и заложение золоторудных жил и формирование околорудных метасоматитов происходило в палеопротерозое около 1.7 млрд лет назад.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

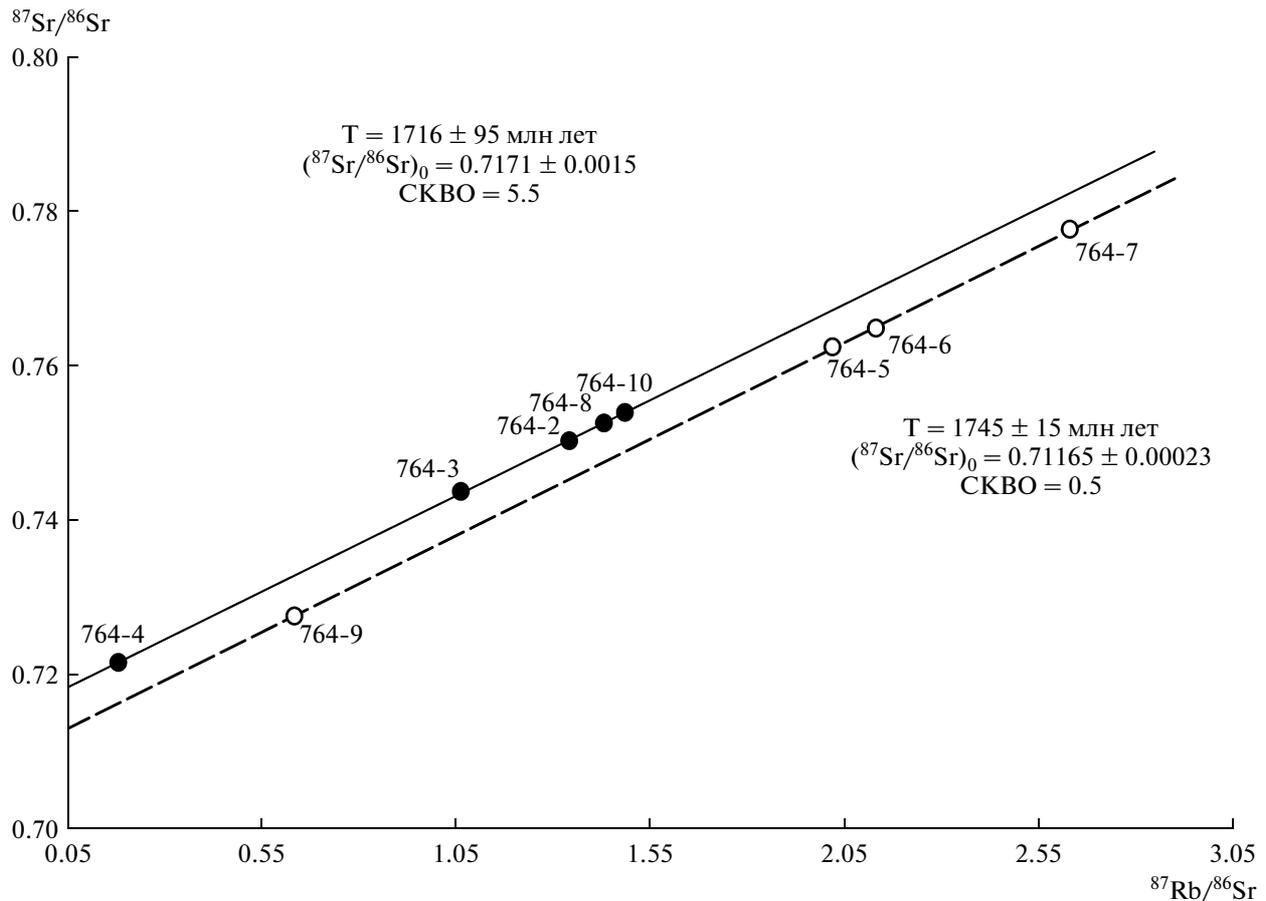
Основные результаты, полученные в ходе исследований золоторудных объектов в архейских комплексах Карельского блока, сведены в таблице 3. Все изученные нами месторождения и рудопроявления золота по комплексу признаков (T - P -параметры рудного процесса, состав флюидных включений, приуроченность рудных тел к сдвиговым зонам, характер метасоматических преобразований, отсутствие генетической связи с магматизмом)



Фиг. 7. Схема строения основной рудной зоны 764, участок Хатуной (Ялонварское месторождение). Показаны точки отбора проб, в том числе и изотопных. 1 – рассланцованные диориты; 2 – пропилиты; 3 – жилы аплитов; 4 – жила эпидозита; 5 – кварцевое ядро; 6 – сдвиговые нарушения; 7 – точки проботбора.

могут быть отнесены к орогенному мезотермальному типу (Groves *et al.*, 2003). При этом изотопно-геохронологические исследования показывают, что золоторудная минерализация на этих объектах в разных частях Карельского блока формировалась синхронно в конце палеопротер-

розоя около 1.72 млрд лет назад. Эти возрастные данные, полученные Rb-Sr-изохронным методом по образцам пород и минеральным фракциям околорудных метасоматитов, хорошо согласуются с результатами других методов изотопных исследований золоторудных объектов



Фиг. 8. Rb-Sr изохронная диаграмма для образцов метасоматитов и кварцевой жилы, отобранных вкрест простираения рудной зоны 764 месторождения Ялонваара, участок Хатуной.

Карельского блока. Так, палеопротерозойские возрасты около 1.72 млрд лет были получены Sm-Nd-изохронным методом по рудным и силикатным минералам из метасоматитов золоторудного проявления Таловейс (Власов, Бакшеев, 2007), Re-Os-методом по молибденитам месторождения Лобаш (Ларин, 1990). Кроме того, возрасты рудно-метасоматических процессов на комплексном U-V-Au-месторождении Падма, расположенном в эпиплатформенных толщах палеопротерозойской Онежской структуры (Леденева, Пакульнис, 1997), также весьма надежно определены как 1.72 млрд лет K-Ar-датированием по метасоматическим слюдам (каталог K-Ar-изотопных возрастов ИГЕМ РАН) и U-Pb-методом по настуранам. Эти примеры гидротермальной рудогенерирующей переработки по тектоническим зонам 1.7 млрд лет назад следует дополнить близкими (около 1.7 млрд лет) результатами U-Pb-изотопного датирования сфенов и рутилов из пород сдвиговых зон в сочленении Карельского и Беломорского блоков (Бибикова и др., 1999). Приведенные выше данные убедительно свидетельствуют, что в конце палеопротерозоя около 1720 (1740–1700) млн лет

назад Карельский блок претерпел эндогенную активизацию с заложением (или активизацией) региональных сдвиговых зон, с которыми были сопряжены метасоматическая переработка и золоторудная минерализация. Полученный вывод, являющийся главным итогом данной работы, ставит два важных в металлогеническом плане вопроса.

Во-первых, это вопрос о тектонической природе рудогенерирующего эндогенного события 1.7 млрд лет назад. Анализ данных по палеопротерозойской истории Балтийского щита показывает, что это событие, охватившее весь Карельский блок около 1.7 млрд лет назад, сопоставимо по времени:

- 1) с магматизмом активной окраины Транскандинавского пояса;
- 2) с процессами заключительных стадий тектонической эволюции палеопротерозойских Свекофенского и Лапландско-Кольского орогенов Балтийского щита.

Связь палеопротерозойского мезотермального золоторудного этапа в Карельском блоке с магма-

Таблица 3. Характеристика изученных месторождений

Месторождение	Вмещающие породы	Околорудные изменения (+ пирит)	Рудоносные тела	Содержание, г/т (даны максимальные концентрации)	Минералы	
					главные	второстепенные
Таловейс	Метавулканиты (~2.8 млрд лет) и гранитоиды (2715 ± 5 млн лет, U-Pb по цирконам)	Березиты (кварц + серицит ± карбонат)	Кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы	Au = 12 Ag = 3.71 W = 7.3 Mo = 1.7 Sb = 4.7 As = 13 Cu = 34 Zn = 77 Pb = 215	Пирит	Au, галенит, сфалерит, шеелит, пирротин, халькопирит
Педролампи	Метавулканиты (2876 ± 5; 2859 ± 15 млн лет U-Pb по цирконам) и метасадки PR	Березиты (кварц ± турмалин + хлорит + серицит ± карбонаты)	Метасоматиты березитового состава	Au = 8.9 Ag = 13.2 W = 220 Mo = 0.9 Sb = 29.5 As = 47.7 Cu = 24 Zn = 122 Pb = 6	Пирит (с Au)	Халькопирит, сфалерит
Фаддейн-Келья	Калиевые граниты (AR)	Березиты (кварц+серицит+карбонат)	Кварц-сульфидные жилы; березиты	Au = 0.06 Ag = 23 W – не определялось Mo = 29 Sb = 5.4 As = 23 Cu = (–) Zn = 230 Pb – не определялось	Халькопирит, борнит, халькозин	Малахит, ковеллин, сфалерит, галенит, Cu, Au, пирит, магнетит
Ялонваара, Хагуной	Метавулканиты (~2750 млн лет) и гранитоиды (2748–2724 млн лет, U-Pb по цирконам)	Пропилиты (эпидот+биотит+альбит+кварц+хлорит)	Кварц-сульфидные жилы	Au = 3 Ag = 168 W = 0.1% Mo = 0.5% Sb = 47 As = 35 Cu = 0.2% Zn = 530 Pb = 601	Молибденит, молебодошеелит, халькопирит	Au, галенит, сфалерит, пирит

Примечание. Концентрации элементов приведены по данным нейтронно-активационного анализа (аналитик – А.Л. Керзин, ИГЕМ РАН)

тизмом Транскандинавской окраины андийского типа, сформированной в интервале времени от 1.81 до 1.65 млрд лет назад в ходе Готской орогении (Nironen, 1997), представляется маловероятной, поскольку гранитоиды этой тектонической структуры известны лишь в самой западной части Свекофеннского пояса и не фиксируются ни в Карельском кратоне, ни в его обрамлении. Более аргументированным является предположение о сопряженности палеопротерозойского мезотермального золоторудного этапа в Карельском блоке с обстановкой растяжения на заключительной стадии тектонической эволюции палеопротерозойских Свекофенского и Лапландско-Кольского орогенов Балтийского щита. Магматизм этого временного уровня известен на сегодня только в Лапландско-Кольском орогене, где он представлен лампрофитами Южной Печенги (1711 ± 12 млн лет, Скуфьин и др., 1999) и лампроитами Порьей Губы с возрастом 1720–1710 млн лет (Скуфьин и др., 1999; Никитина и др., 1999). Несколько более древний (1770 ± 12 млн лет, Бибикина и др., 1990) субщелочной базальтовый магматизм проявлен и в самом Карельском блоке, где он маркирует поздний этап формирования крупной эпиплатформенной Онежской структуры. Слабо выраженная в комплексах верхней коры эндогенная активность 1.7 млрд лет назад ярко проявилась в нижних горизонтах коры Лапландско-Кольского и Свекофенского орогенов, информацию о которой приносят ксенолиты из вендских и палеозойских кимберлитов и лампрофиров. Так, вынесенные вендскими кимберлитами восточной Финляндии нижнекоровые мафические ксенолиты, образовавшиеся за счет магматического протолита свекофенского (~1.9 млрд лет) возраста, претерпели перекристаллизацию в условиях гранулитовой фации 1.72 млрд лет назад (Peltonen *et al.*, 2006). Аналогичная ситуация устанавливается для нижнекоровых ксенолитов, вынесенных девонскими лампрофитами в Колвицком террейне Лапландско-Кольского орогена. Здесь мафические ксенолиты, сформированные по протолиту рифтогенных базальтов с возрастом ~2.45 млрд лет, также содержат гранулитовые цирконы с возрастными около 1.71 млрд лет (от 1.82 до 1.61 млрд лет, Downes *et al.*, 2002), кристаллизация которых интерпретируется как отражение мощной тектономагматической активизации палеопротерозойской коры этой части Балтийского щита (Daly *et al.*, 2006).

Таким образом, данные по нижнекоровым ксенолитам показывают, что на рубеже ~1.7 млрд лет назад нижняя кора Карельского блока в краевых и, вероятно, в центральных его частях претерпела тектоно-термальную переработку в условиях гранулитовой фации. Это, возможно, нашло отражение в тектонической активизации всего объема коры Карельского блока и послужило источником флюида,

ответственного за метасоматоз и золоторудную минерализацию. В тектоническом отношении это эндогенное событие было, по-видимому, сопряжено с заключительной стадией свекофенской орогении. В пользу такой интерпретации свидетельствует не только временная сопряженность процессов, но и пространственное расположение Карельского блока, который был “зажат” между двумя крупными палеопротерозойскими орогенами, Свекофенским и Лапландско-Кольским, и испытал на себе процессы их тектонической эволюции.

Полученные данные показывают, что хотя изученная нами золоторудная минерализация, сформированная в конце палеопротерозоя в Карельском блоке, по большинству параметров сходна с орогенным мезотермальным генетическим типом (табл. 3), по тектонической позиции эта минерализация не является орогенной в понимании Groves *et al.* (2003), поскольку связана с переработкой консолидированной архейской коры и оторвана от архейского орогенеза на миллиард лет. Это приводит нас к неутешительному выводу: рудогенерирующий потенциал палеопротерозойского мезотермального процесса в архейских комплексах, вероятно, был крайне невысок, поскольку его реализация происходила в условиях уже полностью консолидированной и в значительной мере остывшей и дегидратированной архейской коры. Наибольшие перспективы формирования мезотермальной золоторудной минерализации в Карельском блоке на этапе 1.7 млрд лет имели, по-видимому, палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи с черными сланцами, которые обладали запасами и рассеянного золота, и флюидной компоненты (Леденева, Пакульнис, 1997; Ахмедов и др., 2001; Минерально-сырьевая ..., 2005).

Второй важный вопрос касается проблемы распознавания и выделения неорархейского этапа настоящего орогенного мезотермального золоторудного орогенеза, который должен был проявиться на заключительных стадиях консолидации архейской коры Карельского кратона. Результаты проведенных исследований свидетельствуют, что на всех представительных объектах в архейских комплексах Карелии золоторудная минерализация формировалась в палеопротерозойское время, и обнаружить признаки исходного архейского орогенного оруденения нам не удалось. Тем не менее, считается, что потенциально золотоносными могут быть только архейские зеленокаменные структуры, не подвергшиеся существенным свекофенским метаморфо-метасоматическим преобразованиям (Ивашенко, 2006). Наша работа показала необходимость разработки методических подходов к выделению и датированию архейского золоторудного этапа в Карельском блоке, что требует дополнительных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохронологические данные, в совокупности с результатами предшествующих исследований, позволяют выделить в архейском Карельском кратоне палеопротерозойский этап золоторудной минерализации. По комплексу геологоструктурных и вещественных характеристик минерализация этого этапа близка к орогенному мезотермальному типу (Groves *et al.*, 2003), отличаясь, однако, временной и тектонической позицией золота по отношению корообразующим процессам. Классические промышленно-продуктивные золотые месторождения орогенного мезотермального типа связаны с постколлизией (орогенной) тектоникой корообразующего цикла. Однако этап золотой минерализации на уровне 1.7 млрд лет никак не был связан с архейским циклом образования коры Карельского блока, а являлся лишь отголоском палеопротерозойского (2.0–1.7 млрд лет) корообразующего тектонического цикла, который протекал в обрамлении Карельского кратона и сформировал Свекофеннский и Лапландско-Кольский складчатые пояса. В этой ситуации рудогенерирующие возможности палеопротерозойской тектоники в архейских комплексах Карельского кратона были, по-видимому, очень невысоки, и их основная роль заключалась в переработке предшествующих архейских золоторудных объектов разного генетического типа, в том числе, вероятно, и собственно орогенных мезотермальных концентраций золота. Соответственно, главная задача исследований в Карельском кратоне — распознавание архейских золоторудных объектов, для которых можно ожидать промышленную перспективность.

БЛАГОДАРНОСТИ

За помощь в проведении полевых исследований авторы выражают благодарность А.М. Ручьеву и А.Ю. Здановичу. Помощь В.Е. Павличенко в отборке мономинеральных фракций позволила нам увеличить объем изотопных исследований. Обстоятельная рецензия **В.И. Казанского** и критические замечания А.Б. Котова способствовали значительному улучшению окончательного варианта статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.Ю., Волков А.В., Прокофьев В.Ю.* Минералогия и условия формирования золоторудного проявления Педроламп (Карелия, Россия) // Матер. Всеросс. конф. по геодинамике, магматизму, седиментогенезу и минерации Северо-Запада России. Петрозаводск, 2007. С. 21–23.
- Ахмедов А.М., Голубев А.И., Шурыгин В.Н.* Геохимические аномалии благородных металлов в черных сланцах Салла-Куоляярвинского прогиба (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Вып. 3. 2001. С. 26–32.
- Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Лазарев Ю.И. и др.* U-Pb изотопный возраст вепся Карелии // Доклады АН СССР. 1990. Т. 310. № 1. С. 189–191.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т.* Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.
- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А. и др.* Хивозаарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрегированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.
- Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Петрова А.Ю., Самсонов А.В.* Геохронология архея Западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 3–20.
- Власов Е.А., Бакшеев И.А.* Новые данные о минералогии и условиях формирования золоторудного месторождения Таловейс // Сборник тезисов MINEX-FORUM Северо-запад. Раздел “Золото”. 2007. № 17.
- Волков А.В., Алексеев В.Ю., Вольфсон А.А., Прокофьев В.Ю.* Геолого-генетические и промышленные типы золоторудных месторождений Карелии и Кольского полуострова // Матер. Всеросс. конф. по геодинамике, магматизму, седиментогенезу и минерации Северо-Запада России. Петрозаводск, 2007. С. 76–79.
- Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России / Б.В. Петров и В.П. Криков (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. и др.* Рудные формации и металлогенетические комплексы Карелии // Труды Карельского научного центра РАН. Выпуск 11. Петрозаводск, 2008. С. 155–176.
- Иванников В.В., Григорьева Л.В., Шинкарев Н.Ф. и др.* Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в северо-восточной Карелии // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4. № 28. С. 35–44.
- Иващенко В.И.* Золото Фенноскандии — металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Труды Карел. науч. центра РАН. 2006. Вып. 9. Петрозаводск. С. 84–111.
- Иващенко В.И., Голубев А.И.* Колчеданное оруденение — перспективная базовая золоторудная формация Карельского кратона // Труды Карел. науч. центра РАН. Вып. 12. Петрозаводск, 2009. С. 5–11.
- Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И., Ручьев А.М.* Металлогения южной части зеленокаменного пояса Ялонваара-Иломантси-Костомукша Фенноскандинавского щита // Матер. I Российской конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2005. С. 139–144.
- Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И., Соколов С.Я.* Комплексное благороднометалльное оруденение участка Хатуной архейского зеленокаменного пояса Ялонваара-Иломантси // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Вып. 10. С. 117–138.

- Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000.
- Кожевников В.Н., Голубев Ф.И., Рыбаков С.И.* Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 5–23.
- Костицын Ю.А.* Рубидий-стронциевые изотопные исследования месторождения Мурунтау. Датирование рудных жил изохронным методом // Геохимия. 1993. № 9. С. 1308–1319.
- Костицын Ю.А.* Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия. 1996. № 12. С. 1123–1138.
- Кулешевич Л.В.* Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита // Петрозаводск, 1992.
- Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Коротаева Н.Н.* Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 50–59.
- Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н.* Минералогия руд и окорудно-измененных пород золотополиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Записки ВМО. № 4. 2004. С. 39–51.
- Кулешевич Л.В.* Золотое оруденение в архейских зеленокаменных поясах Карелии // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Матер. Всерос. совещ.: Сыктывкар, 2006. С. 185–186.
- Кулешевич Л.В., Фурман В.Н.* Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. № 1. С. 58–76.
- Ларин А.М.* Изотопно-геохронологические свидетельства отсутствия связи молибденового оруденения с гранитным магматизмом на месторождении Лобаш, Восточная Карелия // Тез. докл. Всесоюз. совещ.: Киев, 1990. С. 113–120.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А.* Rb-Sr геохронология и изотопная геохимия рудовмещающих пород и окорудных метасоматитов мезотермального Au-месторождения Таловейс, западная Карелия // Докл. РАН. 2004. Т. 296. № 2. С. 1–5.
- Леденева Н.В., Пакульнис Г.В.* Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. С. 258–268.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Крылов И.Н.* Лампрофиры западной Карелии // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 3. С. 357–359.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др.* Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер, Карелия (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2001. Т. 10. С. 138–167.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые Кн. 1. / Под ред. Михайлова В.П., Аминова В.Н. Петрозаводск: Карелия, 2005.
- Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. С. 252–275.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и металлогения) / Отв. ред.: Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск, 2011.
- Покалов В.Т., Семенова Н.В.* Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 3. № 3. С. 262–270.
- Рыбаков С.И.* Метаморфизм вулканогенно-осадочных формаций Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1980.
- Рыбаков С.И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987.
- Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Ларионова Ю.О. и др.* Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
- Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ручьев А.М., Носова А.А.* Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока // Матер. конф. “Минералогия докембрия”. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2009. С. 235–239.
- Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Ручьев А.М.* Архейский и палеопротерозойский этапы золотого рудогенеза в истории Карельского блока: генетические типы, тектонические обстановки и потенциальная продуктивность // Матер. конф. “Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов”. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2010. С. 126–128.
- Самсонов А.В., Ларионова Ю.О.* Неоархейские гранитоиды Карельского блока с Cu-Mo(Au)-порфировой минерализацией: тектоническая позиция и источники магм // Тез. Всерос. конф. “Граниты и процессы рудообразования». М: ИГЕМ РАН, 2011. С. 112–113.
- Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.* Лампрофиры в раннепротерозойском вулканогенном комплексе Печенгской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 299–315.
- Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2008.
- Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О. и др.* Ятулийские низко-Ti толеитовые базальты восточной части Фенноскандинавского щита: свидетельство дегламации архейской литосферы в среднем палеопротерозое? // Тез. III Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: ИГГД РАН, 2011. С. 172–174.

- Типы магм и их источники в истории Земли. Магматизм и геодинамика — главные факторы эволюции Земли / Под ред. Богатикова О.А. и Коваленко В.И. М.: Наука АИЦ РАН, 2006.
- Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 94–98.
- Федчук В.Я., Корсаков А.К., Соколовский А.К., Михайлов В.А. Металлогенические особенности генетических типов зеленокаменных поясов. М.: МГГРУ, 2003.
- Чугаев А.В. Rb-Sr изотопная система гидротермально-го кварца, возраст и источники вещества золоторудных месторождений Сухой Лог (Россия) и Колар (Индия): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2007.
- Brabander D.J., Giletti B.J. Strontium diffusion kinetics in amphiboles and significance to thermal history determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2223–2238.
- Corfu F., Bayanova T.B., Shchiptsov V.V., Frantz N. U-Pb ID-TIMS age of the Tikshezero carbonatite: expression of 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // *Cent. Eur. J. Geosci*. 2011. V. 3. P. 302–308.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society. 2006. London. Memoirs, 32. P. 579–598.
- Downes H., Peltonen P., Manttari I., Sharkov E.V. Proterozoic zircon ages from lower crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: evidence for crustal growth and reworking // *Jour. of the Geol. Society*. 2002. V. 159. P. 485–488.
- Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T. A review of gold mineralization styles in Finland // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1329–1353.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. et al. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding problems, Future Research, and Exploration Significance // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1–29.
- Herrington R.J., Evans D.M., Buchanan D.L. Greenstone belts: Metallogenic aspects / In Ed. de Wit M.J. and Ashwal L. *Greenstone belts*. Clarendon Press – Oxford, 1997. P. 176–220.
- Holttä P., Balagansky V., Garde A.A. et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes*. 2008. V. 31. № 1. P. 13–19.
- Kovalenko A., Clemens J.D., Savatkov V. Petrogenetic constraints for the genesis of Archean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 147–160.
- Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M. et al. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // *Prec. Res.* 2010. V. 182. № 4. P. 300–312.
- Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // *Episodes*. 2008. V. 31. № 1. P. 20–28.
- Lobach-Zhuchenko. Late Archean high-Mg and subalkaline granitoides and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield) Russia. Kremenetsky, Lehmann & Seltmann (Eds). *Ore-Bearing Granites of Russia and Adjacent Countries*. INTAS-93-1783 Project, Moscow. 2000. P. 193–211.
- Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Sp. Publ. 2003. № 4.
- Moores E.M. *Tectonics* // New York: W.H. Freeman and Company, 1995.
- Moralev G.V., Shatagin K.N. Rb-Sr study of Au-Ag Shkol'noe deposit (Kuram Mountains, north Tadjikistan): age of mineralization and time scale of hydrothermal processes // *Mineralium Deposita*. 1999. V. 34. P. 405–413.
- Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // *Prec. Res.* 1997. 86. P. 21–44.
- O'Brien H.E., Nurmi P.A., Karhu J.A. Oxygen, hydrogen and strontium isotopic compositions of gold mineralization in the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland // Geological Survey of Finland, Special Paper. 1993. V. 17. P. 291–306.
- Ojakangas R.W., Marmo J.S., Heiskanen K.I. Basin evolution of the Paleoproterozoic Karelian supergroup of the Fennoscandian Shield // *Sedimentary geology*. 2001. V. 141–142. P. 255–285.
- Peltonen P., Manttari I., Huhma H., Whitehouse M.J. Multi-stage origin of the lower crust of the Karelian craton from 3.5 to 1.7 Ga based on isotopic ages of kimberlite-derived mafic granulite xenoliths // *Prec. Res.* 2006. V. 147. P. 107–123.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochum K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume - island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. № 21. P. 3579–3595.
- Samsonov A.V., Bibikova E.V., Bogina M.M. et al. The relationship between adakitic and calc-alkaline volcanic rocks and TTGs in the Karelian greenstone belts // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 83–106.
- Samsonov A.V., Puchtel I.S., Shchipansky A.A. et al. Isotope-geochemical variations between felsic volcanic rocks from Karelian greenstone belts and some tectonic implications // *Abstract of the 9 European Union of Geosciences Conference*, 1997. P. 363.
- Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determinations and sulphide Pb-Pb characteristics from the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geological Survey of Finland, Special Paper. 1993. V. 17. P. 103–131.
- York D. Least squares fitting of a straight line with correlated errors // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 5. P. 320–324.