

## ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93 RE-OS : 549.325.6 : 553.2 (470.22)

*В. А. Богачёв, В. В. Иваников, Р. Ш. Крымский, В. И. Иващенко, Б. В. Беляцкий,  
Н. А. Гольцин, С. А. Сергеев*

### ИЗОХРОННЫЙ RE-OS ВОЗРАСТ МОЛИБДЕНИТОВ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ

**Введение.** Изотопное датирование сульфидов и породообразующих минералов метасоматитов раннедокембрийских порфировых месторождений Карелии проводится уже около 30 лет. Как правило, это определение модельных (не изохронных) возрастов слюд и галенитов, полученных, соответственно, K-Ar и Pb-Pb изотопно-геохронологическим методом. В последние годы активно проводится изохронное датирование Rb-Sr методом силикатных минералов рудных метасоматитов на проявлениях золота различных рудно-формационных типов [1]. Абсолютное большинство полученных перечисленными методами датировок укладываются в интервал 2,0–1,45 млрд. лет, а длительность формирования месторождения часто составляет сотни миллионов лет. Если предположить, что эти датировки показывают истинный возраст образования руд, а не время их метаморфического преобразования, то следует сделать вывод, что в архее рудообразование в Карелии отсутствовало; при этом становится непонятна связь рудообразования с определённым магматическим комплексом; неясен механизм и источники формирования руд. Часто это резко противоречит установленным

---

*Богачёв Владимир Алексеевич* — ведущий геолог, ГГУП «СФ Минерал»; e-mail: bog\_mineral@mail.ru  
*Беляцкий Борис Владимирович* — ведущий инженер, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН; e-mail: belyatsky@mail.ru

*Гольцин Николай Алексеевич* — канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского, Центр изотопных исследований; e-mail: a\_goltisn@mail.ru

*Иваников Валерий Васильевич* — канд. геол.-минерал. наук, доцент, Санкт-Петербургский государственный университет; e-mail: valera.ivanikoff@yandex.ru

*Иващенко Василий Иванович* — канд. геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, Институт геологии КарНЦ РАН; e-mail: ivashche@krc.karelia.ru

*Крымский Роберт Шамильевич* — канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского, Центр изотопных исследований; e-mail: robert\_krymsky@yahoo.com

*Сергеев Сергей Андреевич* — канд. геол.-минерал. наук, директор Центра изотопных исследований, Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского; доцент, Санкт-Петербургский государственный университет; e-mail: Sergey\_Sergeev@vsegei.ru

© В. А. Богачёв, В. В. Иваников, Р. Ш. Крымский, В. И. Иващенко, Б. В. Беляцкий, Н. А. Гольцин, С. А. Сергеев, 2013

геологическим фактам о связи оруденения с интрузивным массивом, где раннедокембрийские рудно-магматические системы являются аналогами соответствующих систем фанерозоя. Таким образом, можно предположить, что установленные возраста отражают время последнего нарушения изотопной системы минерала, либо не несут вообще геологического смысла. Это обусловлено, во-первых, «лёгкостью» нарушения K–Ar, Rb–Sr и Pb–Pb изотопных систем в датировемых минералах, во-вторых, эти минералы формируются в континентальной коре, обогащенной K, Ar, Rb, Sr и Pb в гидротермальных условиях открытой системы со смешением разных изотопных источников вещества.

Наиболее перспективным для датирования сульфидных руд в настоящее время признан Re–Os метод [2], который особенно информативен для сульфидов с высоким содержанием Re — халькопирита и молибденита. Преимуществом молибденита, как Re–Os геохронометра, является его устойчивость к наложенным посткристаллизационным процессам метаморфизма, деформации и метасоматоза. Молибденит занимает в Re–Os методе датирования такое же особое положение, как циркон в уран-свинцовой геохронометрии. Это обусловлено тем, что рений имеет высокое сродство к молибдену и его содержания в молибдените могут достигать сотен и тысяч г/т, при практически полном отсутствии нерадиогенного осмия, а также, как правило, отсутствием унаследованного вещества и обрастаний [3]. Сходимость получаемых данных и качество анализа независимо контролируется линейностью трендов на изохронных диаграммах в координатах  $^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$  (в отсутствие обычного Os) и в традиционных координатах  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}-^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ .

Для оценки применимости рений-осмиевого изотопного метода для датирования раннедокембрийских рудных объектов мы провели в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» (Роснедра, С.-Петербург) Re–Os изотопное датирование и впервые установили изохронный возраст четырех образцов молибденита из трёх раннедокембрийских порфировых месторождений и рудопроявлений Карелии. Ранее для них был определен уран-свинцовый изохронный возраст циркона рудовмещающих гранитов. Одно из них имеет раннепротерозойский, а два других позднеархейский возраст.

### Краткая геологическая характеристика рудных полей

*Лобашское рудное поле* образуют крупное молибден-порфировое месторождение Лобаш и мелкое месторождение золота Лобаш-1. Поле находится в центральной части Парандовско-Побозерского зеленокаменного пояса, который расположен на восточной окраине Карельской гранит-зеленокаменной области (рис. 1). Вмещающими породами являются вулканогенные породы побозерской серии базальт-андезит-дацитового ряда с возрастом  $2801 \pm 3,6$  млн лет [4], слагающие борт крупной структуры, выполненной супракрустальными комплексами верхнего архея и нижнего протерозоя. Большинство исследователей относят оба месторождения к единой рудно-магматической системе и рассматривают её в качестве раннедокембрийского аналога молибден-порфировых с золотом месторождений фанерозоя.

Рудное поле локализовано на юго-восточном окончании крупного (~500 км<sup>2</sup>) Шобинского многофазного массива. К ранней (главной) интрузивной фазе относятся тоналиты-гранодиориты и монцограниты. Геохимия пород главной фазы определяется их принадлежностью к известково-щелочной K–Na серии. Породы обладают умеренной щёлочностью, железистостью и глинозёмистостью, что типично для орогениче-

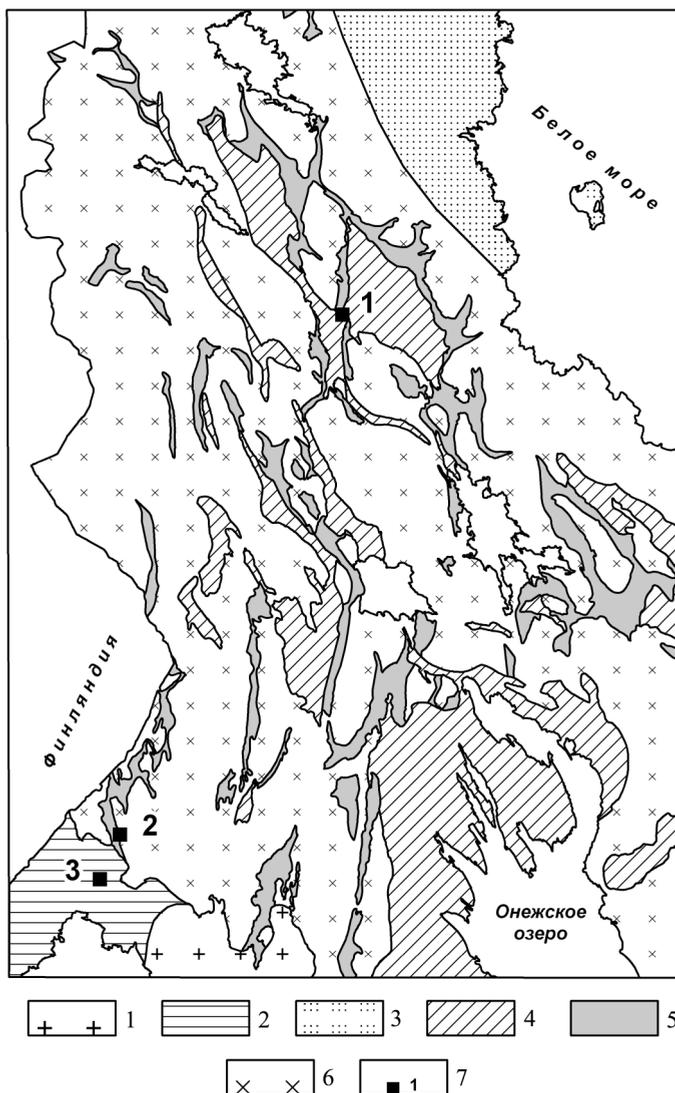


Рис. 1. Схема размещения рудных полей.

1 — массивы раннерифейских гранитов рапакиви; 2 — Свеккофеннская орогеническая область; 3 — Беломорская плутонометаморфическая область; 4 — раннепротерозойские образования Карельского массива; 5 — архейские зеленокаменные структуры; 6 — архейские плутонические комплексы; 7 — рудные поля: 1 — Лобашское, 2 — Ялонваарское, 3 — Янисъярвинское.

ских гранитоидов I-типа. Редкоэлементная геохимия позволяет сопоставлять породы Шобинского батолита с гранитоидами окраинно-континентальных магматических дуг фанерозоя. Поздняя фаза представлена малыми телами порфировидных биотитовых лейкогранитов с фацией плагиогранит-порфиров в эндоконтакте. Лейкограниты — наиболее дифференцированная фаза плутона, что определяет её редкоэлементный состав. Низкое содержание Sr и высокое — Rb, относительно пониженные содержания

Zr, LREE и повышенные Nb, Ta, U, Th, Mo, W, Bi являются следствием кристаллизационной дифференциации. В целом лейкограниты соответствуют фракционированным лейкократовым производным орогенических гранитов I-типа [5].

Цирконовые возраста пород ранней и поздней фазы плутона получены локальным U–Pb методом на SIMS SHRIMP в ЦИИ ВСЕГЕИ и имеют неразличимый в пределах точности измерений возраст кристаллизации —  $2705 \pm 8$  и  $2715 \pm 13$  млн лет соответственно [6].

*Месторождение молибдена Лобаиш* приурочено к не вскрытой эрозией гребневидной гипабиссальной интрузии порфиroidных лейкогранитов поздней фазы (рис. 2), которая локализована в зоне северо-восточного разлома на южном замыкании Шобинского массива [7]. Месторождение представляет собой штокверк, конформный кровле интрузии длиной ~2000 м при ширине 400–600 м и вертикальном размахе оруденения до 200 м. Оруденение захватывает также и апикальную часть интрузии и постепенно исчезает на удалении от гранитов, даже как геохимическая аномалия. Сопряжённые с оруденением метасоматические процессы представлены биотитизацией и более поздними мусковитизацией и пропицитизацией. На месторождении выделяется три типа молибденовых руд, которые зонально распределены относительно гранитной интрузии и образовались в две стадии или импульса [8].

Вкрапленный тип представлен скоплениями «сухих» прожилков, чешуйками, гнездами и розетками молибденита в гранитах апикальной части интрузии с интенсивным развитием кварц-мусковитовых метасоматитов. С молибденитом ассоциирует пирит, редко пирротин и халькопирит.

Жильный тип вскрыт в южной части месторождения и представлен кварцевыми жилами мощностью до нескольких метров, содержащих скопления пирита и крупночешуйчатого молибденита. Жильная зона локализована в ближнем экзоконтакте кровли интрузии, но отмечаются редкие маломощные жилы и в гранитах в нескольких метрах ниже контакта.

Основной тип руд на месторождении — прожилковый, сформированный в течение второго импульса рудообразования. Руды представлены молибденит-пирит-кварцевыми прожилками и образуют надинтрузивный штокверк.

Более поздними по отношению к молибденовому оруденению являются кварцевые прожилки с халькопирит-пирротин-пиритовой ассоциацией, которые развиты на разных горизонтах месторождения. На северном фланге молибденового месторождения в вулканогенных породах и гранодиоритах ранней фазы широко распространены кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, которые сопровождаются серицитизацией вмещающих их пород.

*Месторождение золота Лобаиш-1* расположено в 1,5–2,0 км на северо-восток от молибденового месторождения. Золото-галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновые руды связаны с карбонат-кварцевыми прожилками, которые формируют пологозалегающие рудные зоны, отчётливо приуроченные к субвулканическим дайкам кварц-плагиоклазовых порфиритов и риодацитов. Большинство рудных тел локализовано на контакте даек в зонах рассланцевания и биотитизации [9].

Отметим, что принадлежность субвулканических тел кварц-плагиоклазовых порфиритов к Шобинскому массиву не доказана и, соответственно, остаётся открытым вопрос о принадлежности золотого и молибденового месторождений к одной рудно-магматической системе.

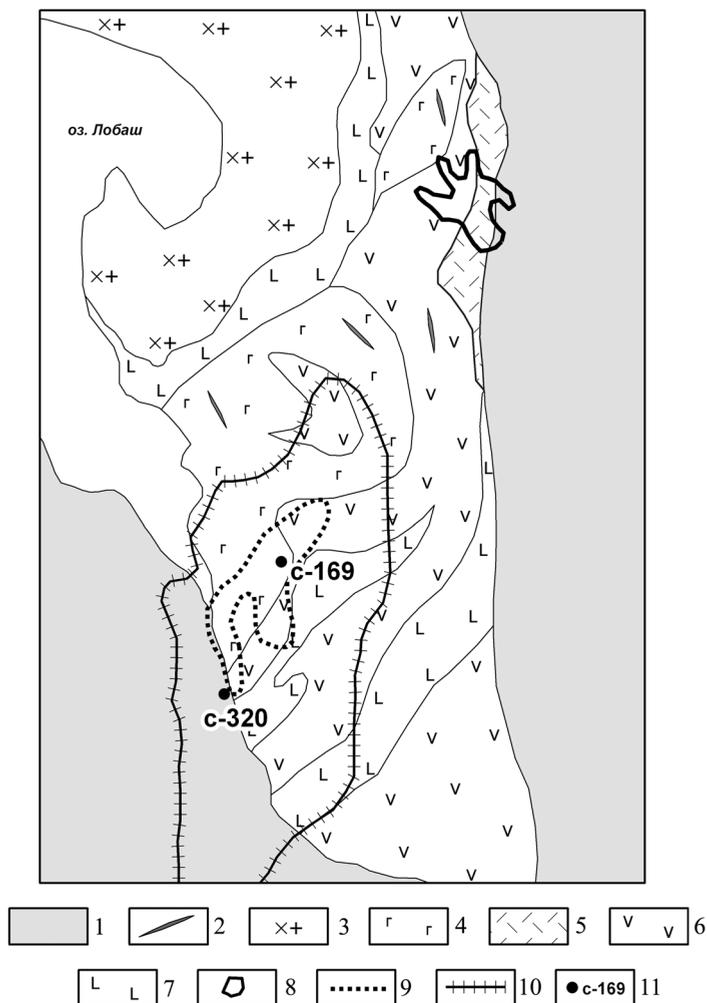


Рис. 2. Схема геологического строения Лобашского рудного поля (по Кулешевич, 2004).

1 — нижний протерозой — верхний архей: туфопесчаники, туфы среднего кислого состава; 2–7 — верхний архей: 2 — дайки лейкогранит-порфиров поздней фазы; 3 — гранодиориты главной фазы; 4 — габбро; 5 — риодациты, риолиты и их туфы; 6 — андезиты; 7 — базальты; 8 — проекция золоторудных тел месторождения Лобаш-1; 9 — проекция молибденового штокверка месторождения Лобаш; 10 — проекция Лобашской интрузии лейкогранитов; 11 — места отбора проб молибденита (скважины).

**Ялонваарское рудное поле** расположено в юго-восточной части одноимённой структуры верхнеархейского зеленокаменного пояса Иломанси — Ялонваара в юго-западной Карелии (см. рис. 1). Ялонваарская структура на южном продолжении перекрывается раннепротерозойскими супракrustальными комплексами — ятулийско-людиковийскими метабазальтами и калевийскими метатурбидитами Янисъярвинской синклинали.

Рудоносный комплекс представлен крупным многофазным Ялонваарским массивом. В его южном экзоконтакте локализовано рудное поле. Тела первой фазы дифференцированы от амфибол-биотитовых монцодиоритов до преобладающих биотитовых кварцевых монцодиоритов, редко до гранодиоритов. Дайковая серия первой фазы представлена монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами. Основная площадь массива сложена биотитовыми порфиroidными монцогранитами, редко гранодиоритами второй фазы со своей дайковой фацией. К третьей фазе отнесены трещинные интрузии и дайки лейкогранит-порфиров, аплит-порфиров и плагиопорфиров.

Кварцевые монцодиориты характеризуются ярко выраженными геохимическими особенностями — высокой магнезиальностью ( $mg\ 0,7$ ), повышенными концентрациями Ba, Sr, Cr, Co, Ni, и пониженными Rb, U, Nb, Y, что позволяет отнести их к семейству санукитоидов. Граниты относятся к высококальциевой известково-щелочной серии и по минералого-геохимическим характеристикам близки к островодужным гранитам I-типа, отличаясь от них пониженными содержаниями Rb, Y, Nb и повышенными Ba. Геологические наблюдения и особенности химического состава пород Ялонваарского массива и вмещающих их андезитов и дацитов позволяют рассматривать их в составе вулканоплутонической ассоциации.

Абсолютный возраст пород Ялонваарского массива не определён. U-Pb циркониевые датировки пород близких по составу и металлогении золотоносных монцодиорит-гранодиорит-гранитных интрузий Куйтила и Тасанваара в центральной части этого же зеленокаменного пояса на территории Финляндии составляют, соответственно,  $2746 \pm 9$  млн лет и  $2748 \pm 6$  млн лет [10].

Структура рудного поля представляет собой цепочки рудопроявлений, образующих две полосы северо-западного простирания с расстоянием между ними около 2 км. Рудопроявления молибдена, меди, золота и полиметаллов связаны с дайками и малыми телами порфиroidных лейкогранитов, лейкогранитов-порфиров и аплит-порфиров третьей фазы и локализованы в экзо- и эндоконтактах гранитных или диоритовых интрузий. В размещении малых интрузий, штокверковых тел и кварцево-жильных полей отчётливо проявлен тектонический контроль северо-западными и оперяющими их северо-восточными разломами соответственно (рис. 3).

Юго-западная полоса или *Ялонваарский участок* имеет протяженность 1 км при ширине 300–400 м. В его северо-западной части закартировано поле кварцевых жил с пиритом, молибденитом, редко халькопиритом. Жилы имеют мощность до 5 см, редко до 0,5 м, с преобладанием жил северо-восточного простирания. В маломощных кварцевых жилах и в зонах окварцевания гранитов развит тонкочешуйчатый молибденит, реже — гнёзда молибденита размером до 2–3 см. На юго-востоке участка находится мелкое Cu-Mo порфиroidное месторождение Ялонваара. Месторождение представляет собой линейную штокверковую зону, которая конформна контактам трещинной интрузии лейкогранит-порфиров сложной формы. Вмещающими породами являются кварц-серицитовые сланцы по кислым вулканогенным породам верхнего архея. Размеры штокверковых тел, слагающих зону, составляют  $600 \times 50$  и  $120 \times 80$  метров при глубине до 200 метров. Главными рудными минералами прожилково-вкрапленных и тонко вкрапленных руд являются пирит, молибденит и халькопирит. На флангах штокверковых тел отмечается поздняя халькопирит-магнетитовая минерализация. В центре участка на северо-западном окончании штокверковой зоны молибденовых руд в эндоконтакте тела гранит-порфиров локализовано медно-полиметаллическое

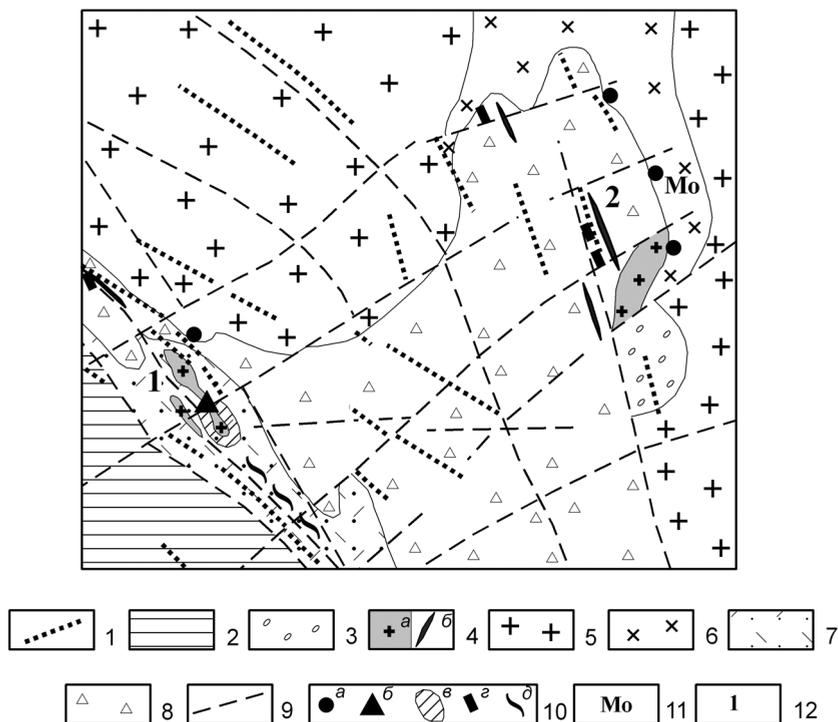


Рис. 3. Схема геологического строения Ялонваарского рудного поля.

1–3 — нижний протерозой: 1 — дайки долеритов; 2 — сланцы, базальты; 3 — конгломераты; 4–8 — верхний архей: 4 — лейкограниты третьей фазы: а — лейкогранит-порфиры, б — дайки аплит-порфиров; 5 — монцограниты второй фазы; 6 — кварцевые монцодиориты первой фазы; 7 — дациты, туфы; 8 — андезиты, дациты, туфы; 9 — тектонические нарушения; 10 — типы оруденения: а — кварцевожильный халькопирит-молибденитовый, б — карбонат-кварцевожильный халькопирит-галенит-сфалеритовый, в — штокверковый халькопирит-молибденитовый, г — вкрапленный халькопиритовый, д — колчеданно-полиметаллический; 11 — место отбора пробы молибдена; 12 — номера участков: 1 — Ялонваарский, 2 — Хатун-оя.

оруденение в кварцевых и кварц-карбонатных жилах с вкрапленностью и гнездами пирита, галенита, сфалерита, в меньшей степени халькопирита с незначительным содержанием молибдена и арсенопирита. Жилы мощностью до 1 м имеют преимущественно северо-восточное простирание, широко развиты и пологозалегающие жилы. Во вмещающих жилах гранитах развита вкрапленность пирита, молибдена, халькопирита и отчасти пирротина; галенит и сфалерит отмечаются редко. С юго-востока к Ялонваарскому участку примыкает колчеданно-полиметаллическое месторождение.

В пределах северо-восточной полосы или участка Хатун-оя размером 1000×300 м выявлены рудопроявления сульфидных руд в зонах расщеливания и кварц-серицитовых метасоматитов по вмещающим метаандезитам и их туфам. Разлом трассируется дайками кварцевых монцодиоритов и гранит-порфиров северо-западного простирания, к контактным зонам которых приурочены рудные тела. Выявленная мощность рудных тел составляет 1–2 м, редко до 14 м, при длине 50–100 м. Руды тонковкрапленные, прожилково-вкрапленные, редко гнездовидные. Главные рудные

минералы — пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, шеелит. Реже отмечается неравномерно распределённый галенит, молибденит, висмутин, арсенопирит. С пиритовой, реже с халькопирит-сфалеритовой минерализацией установлено самородное золото. Содержания золота составляют 0,53 г/т на интервал 8 м и 1,1 г/т на интервал 1,9 м.

На северо-востоке участка Хатун-оя, в контактовой зоне тела монцодиоритов выявлено несколько кустов кварцевых жил с убогим молибденовым оруденением. Жилы залегают преимущественно в монцодиоритах, реже во вмещающих метаандезитах. Кварцевые жилы тесно ассоциируют с дайками гранит-порфиров и аплит-порфиров. Главные рудные минералы жил представлены пиритом, молибденитом, реже халькопиритом и шеелитом. Спорадически отмечаются сфалерит, висмутин, галенит. Молибденит развит в кварцевых жилах в виде тонкой вкрапленности и редких гнёзд, в виде примазок в зольбандах жил. Распределение молибденита неравномерное, с наибольшей концентрацией в раздувах и зольбандах жил, где он слагает хорошо выраженную мономинеральную оторочку мощностью до 5 мм. На флангах жильных кустов распространены кварц-пиритовые и пиритовые жилки. В зольбандах кварцевых жил и в кварц-пиритовых прожилках отмечается самородное золото с содержаниями в штучных пробах до 5,4 г/т [11].

**Янисъярвинское рудное поле** состоит из двух участков — Янис и Пяккюля-Алату, и расположено на южном берегу оз. Янисъярви в южной Карелии (рис. 4). Рудное поле находится в Северо-Ладожской зоне свекокарелид в пределах Янисъярвинской

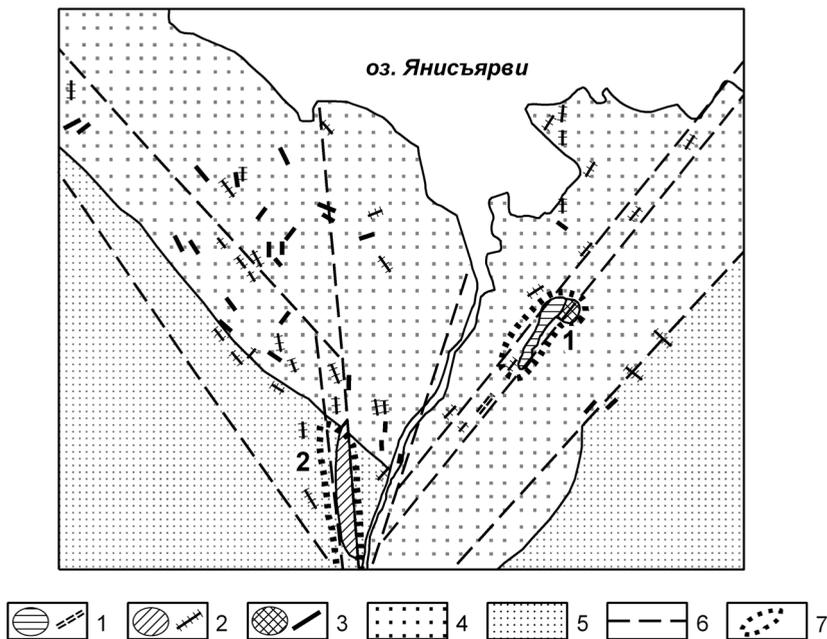


Рис. 4. Схема геологического строения Янисъярвинского рудного поля.

1–5 — нижний протерозой: 1 — массивы и дайки кварц-плагиоклазовых гранит-порфиров; 2 — массивы и дайки порфировых тоналитов-плаггиогранитов; 3 — массивы и дайки габбро-диоритов; 4 — переслаивание метаалевролитов, метапесчаников, кварцитов; 5 — переслаивание высокоглиноземистых метаалевролитов, метапесчаников; 6 — тектонические нарушения; 7 — контур рудопроявлений: 1 — Пяккюля-Алату, 2 — Янис.

синклинали. Синклиналь сложена ритмично-слоистой толщей метапесчаников, гравелитов и алевролитов ладожской серии калевийского надгоризонта. Метатурбидиты формировались на пассивной континентальной окраине верхнеархейского Карельского кратона, которая была переработана в процессе свекофеннского орогенеза.

В пределах рудного поля широко развиты малые интрузии и дайки габбро-диоритов и более поздних рудоносных порфировидных плагиогранитов. Интрузивные породы и вмещающие терригенные осадки метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Интрузии контролируются системами взбросо-сдвиговых нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, иногда более поздними зонами субмеридианальных сдвигов. Перспективные золоторудные проявления связаны с наиболее крупными гипабиссальными трещинными гранитными интрузиями длиной 1,5–3 км и мощностью ~200–500 м северо-северо-западного (массив Янисйоки) и северо-восточного (массив Пяккюля) простирания.

Породы, слагающие интрузии, огнейсованы, их состав меняется от кварцевых диоритов, тоналитов до трондъемитов. В этих породах встречены остроугольные ксенолиты и включения метагабброидов. Вкрапленники в плагиогранитах представлены плагиоклазом, реже кварцем и амфиболом. Основная масса гипидиоморфнозернистая и состоит из зерен плагиоклаза, кварца, биотита, редко роговой обманки. В контактовых зонах крупных интрузий наблюдаются более поздние тела плагиогранит-порфиров.

Геохимические особенности плагиогранитов — повышенная магнезиальность пород без корреляции с содержанием в них кремнезема, пересыщенность глинозёмом при высоком содержании CaO, широкие вариации в содержаниях Na<sub>2</sub>O, при невысоком и выдержанном содержании K<sub>2</sub>O. Другой устойчивой особенностью являются повышенные содержания Sr, Ba и Cr и низкие — Th, Ti, Ta и Nb, относительно высококальциевых гранитов. Редкоземельные элементы сильно фракционированы с обогащением легкими лантаноидами. Возможно, эти особенности связаны с тем, что вероятным протолитом кислой магмы явились амфиболиты архейской коры в смеси с тоналитами, на что указывают повышенная магнезиальность пород и особенности распределения редких элементов и модельный Sm–Nd возраст тоналитов массива Янисйоки равный 2,6–2,55 млрд лет, при  $\epsilon_{Nd} = -5, -4,5$  [12].

Интрузии габброидов и плагиогранитов демонстрируют тесную пространственную и структурную сопряженность, составляя бимодальную ассоциацию. Цирконовые возрасты габбро-диоритов и плагиогранитов совпадают в пределах ошибки и составляют для мелодиоритов штока Алату  $1884,8 \pm 3,3$  млн лет [13], а для тоналитов интрузии Янисйоки  $1872 \pm 13$  млн лет [12]. Сосуществование двух магм могло привести к явлениям гибридизации, обусловившим некоторые особенности химического состава плагиогранитов.

Установлено два этапа оруденения, иногда совмещённых в пространстве. Более ранний представлен вкрапленностью пирита, арсенопирита, молибденита, халькопирита, шеллита на участках окварцевания и пропилитизации, которые приурочены к зонам расланцевания в эндо- и экзоконтактах гранитных интрузий. Минерализованные кварцевые прожилки и жилы часто образуют линейные штокверковые зоны длиной до 40 метров. Этот тип руды обнаружен только в восточной части поля на *участке Пяккюля-Алату*, где трещинное тело плагиогранитов прорывает меландиориты штока Алату [11].

Второй, более поздний этап золото-сульфидного рудообразования связан с процессами березитизации и окварцевания в зонах сдвиговых дислокаций в эндо- и экзоконтактах плагиогранитных интрузий и наиболее полно проявлен на *участке Янис*. Формирование золотого оруденения происходило в две стадии. Первая связана с березитизацией и образованием вкрапленных, прожилково-вкрапленных арсенопиритовых руд с самородным золотом. Второстепенные сульфиды представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, редко тонкочешуйчатым молибденитом. На заключительной стадии формируются вкрапленные золото-полисульфидные руды, связанные с процессом позднего окварцевания. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, самородными серебром и золотом, минералами висмута и сурьмы [12].

### Методика исследований

Изотопный Re–Os анализ молибденита проводился в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ в лаборатории, специализированной для проведения работ с высоколетучими веществами [14]. При анализе использовалась методика химической сепарации и очистки Re и Os, которая основана на методе французской группы из Института Физики Земли в Париже [15]. Отдельные зерна молибденита массой 0,5–5 мг разлагались в смеси реагентов: 1 мл 7N HNO<sub>3</sub> + 0,5 мл 8N HCl, в 15 мл кварцевых виалах при температуре 300° С и давлении 125 атм. в течение 6 часов в печи высокого давления Anton Paar HPA-S [16]. Из полученного раствора, после его охлаждения сухим льдом, осмий выделялся бромовой экстракцией и микродистилляцией, а рений — жидкостной экстракцией с изоамиловым спиртом [15]. Для определения концентраций Re и Os и отношения <sup>187</sup>Re/<sup>188</sup>Os использовался метод изотопного разбавления со смешанным изотопным трассером <sup>185</sup>Re–<sup>190</sup>Os, который добавлялся к навескам молибденита до разложения проб. Аналитические бланки (холостой анализ) для Re и Os достигали 70 и 1 pg во время проведения работ, соответственно, и не вносили существенного вклада в измеряемые отношения. Для определения изотопного состава на масс-спектрометре Os в форме бромида наносился на Pt ленту с 0,2 мкл эмиттера Ba(OH)<sub>2</sub> + NaOH. Изотопный состав осмия измерялся на ионном счетчике твердофазного мультиметодного масс-спектрометра Triton (Thermo Scientific) в динамическом режиме регистрации отрицательно заряженных ионов. Величина отношения изотопов осмия для внутрилабораторного стандарта LOsST <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os соответствовала 0,106828 ± 0,000012 (n = 7). Измерения изотопного состава Re проводились на умножителе масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element-2 (Thermo Scientific) из раствора 3% HNO<sub>3</sub> в динамическом режиме регистрации. Использовался кварцевый небулайзер, Ni конуса и перистатический насос. Измерения производились при низком разрешении прибора. В начале и в конце измерительной сессии производился замер стандартного раствора 10 ppb Re, величина измеренных отношений усреднялась и вычислялся коэффициент поправки на масс-отклонение. Точность анализа составила 0,5%. Оценка межлабораторной невязки производилась на основании измерения международного изотопного стандарта «молибденит HLP-5» (GBW04435). Для него были получены следующие характеристики (n = 15): [Re] = 283,1 ± 1,8 ppm, [<sup>187</sup>Os] = 660,4 ± 3,5 ppb, возраст 221,2 ± 1,3 млн лет, которые хорошо совпадают с рекомендованными значениями [17].

Для расчета Re–Os изохрон использовалась программа Isoplot 3,75 (К. Ludwig) для Excel 2003. При расчетах Re–Os изохрон использовалось фиксированное начальное отношение изотопов осмия  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0$ , что предполагает отсутствие захваченного при образовании молибденита радиогенного осмия.

### Результаты исследований

На Лобашском месторождении проведено датирование двух проб молибденита. Молибденит пробы С–169/205 отобран с глубины 205 метров из березитизированого плагиогранит-порфира прикровельной зоны интрузии. Молибденит в количестве 3–4% объёма породы образует вкрапленность с размером чешуек 1–4 мм. С молибденитом ассоциирует обильная вкрапленность пирита с размером кристаллов 0,3–1 мм. Проба крупночешуйчатого молибденита С–320/220 отобрана с глубины 220 метров из одной из кварцевых жил, которые формируют кварцево-жильное тело, расположенное непосредственно в кровле интрузии.

Результаты изучения изотопной системы молибденитов представлены в таблице и на рис. 5. Изученные пробы характеризуются содержанием рения — 20–70 ppm, при этом концентрация рения возрастает с глубиной. При изотопном анализе осмия методом NTIMS на масс-спектрометре Triton в обеих пробах выявлен избыточный сигнал на массе  $^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3$  относительно массы  $^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3$ , что, возможно, связано с изобарными наложениями. Вследствие этого  $^{188}\text{Os}$  не использовался для нормализации отношений рения и осмия. Среднее значение модельных возрастов молибденита —  $2720 \pm 33$  и  $2716 \pm 69$  млн лет для проб С–169/205 и С–320/220 соответственно. По 5 зернам молибденита С–169/205 получена изохрона с возрастом  $2722 \pm 48$  млн лет при фиксированном нулевом первичном отношении изотопов осмия. По 6 зернам молибденита С–320/220 получена Re–Os изохрона с возрастом  $2715 \pm 88$  млн лет (первичное

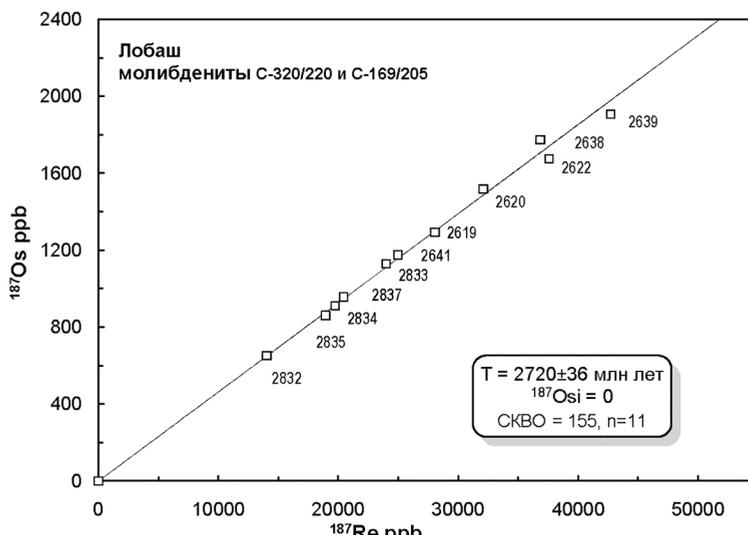


Рис. 5. Объединённая изохронная Re–Os диаграмма для образцов молибденита С–320/220 и С–169 молибденового месторождения Лобаш.

Таблица 1. Данные Re-Os изотопных анализов проб молибденитов

№	М, мг	Re, ppm	$^{187}\text{Re}$ , ppb	$\delta\delta$ , %	$^{187}\text{Os}$ , ppb	$\delta\delta$ , %	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\delta\delta$ , %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\delta\delta$ , %	Т мод, млн лет
<i>молибденит 2051-1 Алату (Пяксюля)</i>											
2734	1,79	70,8	44 525	0,19	1485	0,045	55994	0,19	1867,6	0,37	1969
2735	2,07	71,8	45 145	0,31	1491	0,040	65 668	0,31	2168,8	0,48	1950
2736	2,48	67,8	42 597	0,34	1405	0,078	73 638	0,34	2428,3	0,42	1947
2739	2,36	76,7	48 189	0,35	1546	0,090	99 118	0,35	3179,3	0,64	1895
2727	2,59	72,3	45 427	0,33	1463	0,064	78 571	0,33	2530,9	0,34	1903
2737	2,74	83,5	52 505	0,39	1657	0,112	102 188	0,39	3225,1	0,62	1865
2738	1,62	79,6	50 026	0,48	1600	0,040	57 701	0,48	1845,4	0,62	1890
среднее значение модельного возраста											<b>1916 ± 36</b>
<i>молибденит 1-89 Хатун-оя</i>											
2717	1,60	167,8	105 499	0,26	4937	0,074	117 528	0,26	5499,8	0,19	2745
2718	1,09	169,4	106 473	0,25	5078	0,072	89 299	0,25	4258,8	0,46	2796
2731	1,66	170,1	106 899	0,30	5023	0,100	130 426	0,30	6128,7	0,56	2756
2733	2,02	177,2	111 362	0,27	5129	0,041	159 782	0,27	7358,6	0,42	2703
2720	1,50	168,0	105 578	0,24	5021	0,060	121 261	0,24	5766,5	0,42	2789
2730	1,90	165,4	103 990	0,28	4971	0,075	135 676	0,28	6485,5	0,46	2803
среднее значение модельного возраста											<b>2777 ± 32</b>

молибденит С-169 Глубина 205 м, Лобани												
2832	1,2329	22,3	14015	0,33	651,0	0,06	HO	HO	HO	HO	HO	2725
2833	0,7751	38,2	24002	0,21	1129	0,04	HO	HO	HO	HO	HO	2758
2834	1,1256	31,4	19745	0,26	910,0	0,05	HO	HO	HO	HO	HO	2704
2835	1,5148	30,1	18933	0,25	860,0	0,04	HO	HO	HO	HO	HO	2666
2837	1,3445	32,5	20436	0,30	956,5	0,03	HO	HO	HO	HO	HO	2746
среднее значение модельного возраста												<b>2720±33</b>
молибденит С-320/220 Глубина 220 м, Лобани												
2619	3,338	44,6	28050	0,40	1293	0,07	HO	HO	HO	HO	HO	2706
2622	2,272	59,8	37594	0,46	1675	0,09	HO	HO	HO	HO	HO	2616
2639	1,584	68,0	42710	0,39	1907	0,06	HO	HO	HO	HO	HO	2622
2641	2,8864	39,7	24972	0,45	1175	0,04	HO	HO	HO	HO	HO	2760
2620	2,920	51,1	32112	0,51	1518	0,06	HO	HO	HO	HO	HO	2772
2638	2,9648	58,6	36862	0,42	1773	0,06	HO	HO	HO	HO	HO	2820
среднее значение модельного возраста												<b>2716±69</b>

Примечание: HO — величина не определялась.

отношение изотопов осмия  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0$ ). Избыточный разброс фигуративных точек относительно изохронного тренда связан с действием более поздних гидротермальных процессов на систему, приводивших к частичному выносу рения из молибденита. Рассчитанная по всем фракциям молибденита двух проб изохрона дает возраст  $2720 \pm 36$  млн лет (рис. 5).

Рений-осмиевые возрасты молибденита из метасоматизированных гранитов эндоконтакта и из кварц-молибденитовых жил ближнего экзоконтакта интрузии одинаковы и совпадают с цирконовым возрастом рудогенных гранитов  $2715 \pm 13$  млн лет [6], и близки модельному Re–Os возрасту молибденита месторождения Лобаш  $2693 \pm 3$  млн лет, полученному ранее [3].

Молибдениты из удалённых от интрузии штокверковых руд не изучены. Ранее был определён возраст  $\text{K}/^{40}\text{Ar}$  методом для двух мусковитов из лейкогранитов —  $1440 \pm 50$  млн лет и  $1680 \pm 50$  млн лет [8]. Модельные возраста галенитов из золото-полиметаллических руд, определённые по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , широко варьируют в интервале от  $>1500$  до 2600 млн лет, с максимумом на рубеже 1800–1850 млн лет. Такие же величины возрастов определены  $\text{K}/^{40}\text{Ar}$  методом для биотитов из зон метасоматитов, предшествующих рудообразованию, что послужило основанием для вывода о раннепротерозойском возрасте месторождений молибдена и золота [18]. Полученные нами данные указывают, что  $\text{K}/^{40}\text{Ar}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста галенитов и слюд значительно омоложены и отражают изменения изотопных систем, обусловленных, главным образом, процессами свекофеннской коллизии Беломорской и Карельской областей на рубеже  $\sim 1,9$  млрд лет.

На *участке Хатун-оя* молибденит пробы 1–89 отобран из кварцевой жилы мощностью около 1 м в эндоконтакте кварцевых монцодиоритов. Молибденит развит в виде тонкой вкрапленности чешуй и гнездообразных скоплений размером до  $1 \times 5$  см. Для большинства чешуек молибденита характерны полисинтетические двойники давления, фигуры смятия, блочное и волнистое погасание, свидетельствующие о сильной анизотропии среды рудообразования. Молибденит ассоциирует с пиритом и халькопиритом. По структурным соотношениям с ними его кристаллизация происходила до и после образования пирита, одновременно с выделением основной массы халькопирита.

Результаты изучения изотопной системы молибденита пробы 1–89 представлены в таблице и на рис. 6. Изученная проба характеризуется высоким содержанием рения — 160–180 ppm. Среднее значение модельного возраста молибденита —  $2777 \pm 32$  млн лет. По 6 зернам молибденита получена Re–Os изохрона с возрастом  $2760 \pm 38$  млн лет при фиксированном нулевом значении первичного отношения изотопов осмия. Полученный возраст совпадает с ранее определенным модельным Re–Os возрастом двух проб молибденита из кварцевых жил в диоритах Хатун-оя, равным 2773 и 2774 млн лет [3].

Полученный возраст в пределах ошибки совпадает с U–Pb возрастными гранодиоритов интрузий Куйтила и Тасанваара,  $2746 \pm 9$  млн лет и  $2748 \pm 6$  млн лет, но всё же древнее гранитоидов, если считать Ялонваарский массив и массивы Куйтила и Тасанваара одновозрастными. Абсолютный возраст гранитов Ялонваарского массива не определён, и, возможно, он является более древним, чем интрузии Куйтила и Тасанваара в центре зеленокаменного пояса. О латеральном омоложении диорит-гранодиоритового магматизма пояса Иломанси свидетельствует возраст аналогичных интрузий Костамукшской структуры в северной части пояса равный  $2720 \pm 15$  млн лет [19].

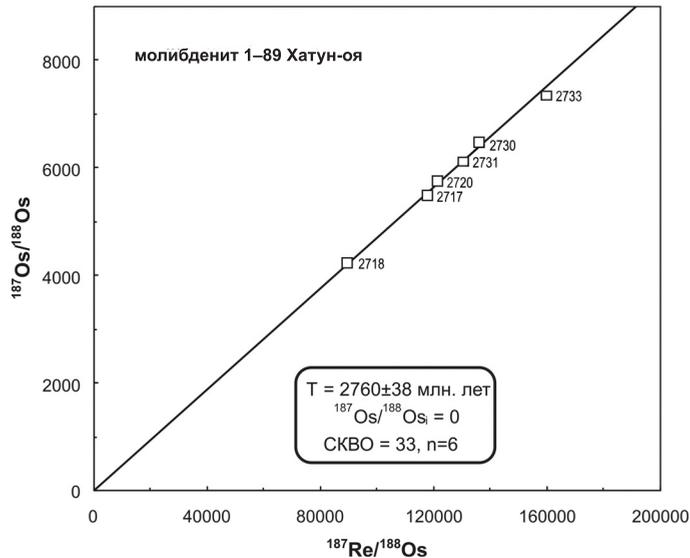


Рис. 6. Изохронная Re–Os диаграмма для образца молибденита 1–89 из кварцево-жильных руд рудопроявления Хатун-оя Ялонваарского рудного поля.

На участке Пяккюля-Алату датирован молибденит пробы 2051–1, который отобран из кварцевой жилы штокверковой зоны в плагиогранитах интрузии Пяккюля. Молибденит образует розеточные сростки размером до 1,5 см в поперечнике и мономинеральные скопления по зальбандам кварцевых прожилков. Он ассоциирует с пиритом, халькопиритом, пирротинном и сфалеритом. Выделения молибденита наблюдаются в раннем халькопирите в виде чешуек, рассекающих халькопирит. Молибденит представлен смесью политипов 3R и 2H и содержит до 300 г/т меди.

Результаты изучения изотопной системы молибденита пробы 2051–1 представлены в таблице и на рис. 7. Изученная проба характеризуется содержанием рения 70–80 ppm. Среднее значение модельного возраста молибденита —  $1916 \pm 36$  млн лет. По 6 зернам молибденита получена Re–Os изохрона с возрастом  $1914 \pm 34$  млн лет при фиксированном первичном отношении осмия. Полученный возраст в пределах ошибки совпадает с U–Pb возрастaми меладiorитов штока Алату  $1884,8 \pm 3,3$  млн лет и плагиогранитов интрузии Янис  $1872 \pm 13$  млн лет, но по абсолютным значениям существенно древнее.

Более древний Re–Os возраст молибденита по отношению к возрасту рудогенных гранитов может быть связан с неомогенностью состава молибденита, образованием минерала в несколько этапов, в частности, и на ранней стадии формирования самих гранитоидных интрузий с последующим переотложением в кварцевых жилах. Также это может быть связано с частичной унаследованностью («изотопная» память) молибденитами Re–Os систем, сформированных на ранней стадии геологической эволюции массивов [20]. Последнее, возможно, обусловлено явлениями гибридизации при сосуществовании гранитной и основной магм, а также палингенной природой гранитов, протолитом которых являются амфиболиты архейской коры, возможно в смеси с тоналитами. Для уточнения конкретных причин «удревнения» рений-осмиевых датировок

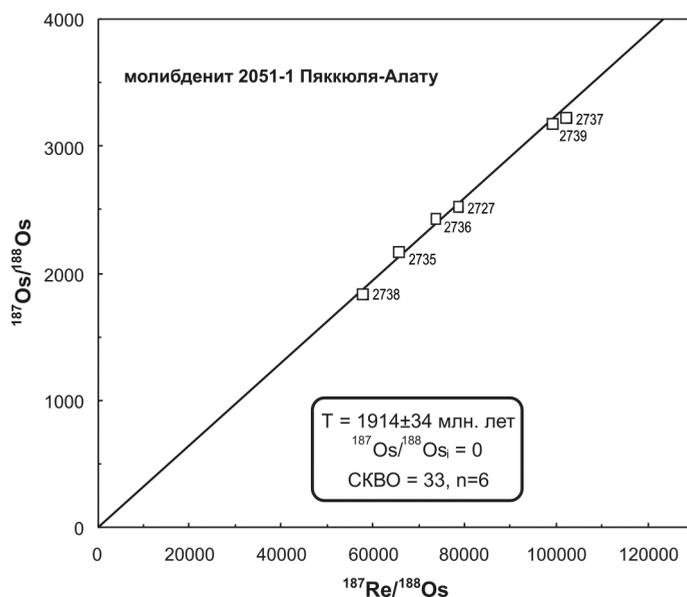


Рис. 7. Изохронная Re–Os диаграмма для образца молибденита 2051–1 из кварцево-жильных руд рудопроявления Пяккюля-Алату, Янисъярвинское рудное поле.

необходимы дополнительные исследования, включающие анализ изотопных систем сульфидов, сосуществующих с молибденитом в различных типах руд, а также в сульфидных меладiorитах массива Алату.

### Выводы

Изохронные и модельные Re–Os возраста молибденитов месторождения Лобаш и рудопроявления Хатун-оя совпадают с U–Pb цирконовыми возрастами рудогенных гранитов, а возраста молибденитов рудопроявления Пяккюля-Алату существенно отличаются от возраста рудогенных гранитов, но совпадают с ним в пределах ошибок. Отметим, что во всех случаях возраст молибденита, рассчитанный при фиксированном первичном отношении осмия, несколько древнее, чем возраст рудоносных гранитов, что противоречит геологическим наблюдениям о более позднем формировании руд относительно гранитов. Полученные данные позволяют сделать ряд заключений относительно раннедокембрийского рудообразования.

Во-первых, они показывают устойчивость изотопной Re–Os системы молибденитов к интенсивным и неоднократным процессам метаморфизма и её пригодность для датирования процессов рудообразования в раннем докембрии.

Во-вторых, они бесспорно доказывают наличие уже в позднем архее рудно-магматических систем с промышленными гидротермальными рудами, а также отсутствие перераспределения и переотложения руд в позднее время.

В заключение отметим, что датированы только молибдениты ранних стадий рудообразования — вкрапленного в гранитах и кварцево-жильного в контакте интрузий. Молибдениты удалённых вкрапленных и штокверковых руд не изучались. Для полу-

чения объективной картины рудообразования необходимо изучить Re–Os изотопную систему всех сосуществующих сульфидов (молибденит, халькопирит, пирит/пирротин, арсенопирит) во всех типах руд порфириковых месторождений, где известен изохронный цирконовый возраст рудоносной интрузии. Это позволит оценить изменение Re–Os изотопной системы сульфидов, сформированных на разных стадиях эволюции рудообразования в условиях всё более открытой изотопной системы. В дальнейшем это поможет интерпретировать возраст золото-сульфидных руд без молибденита, локализованных в зонах складчато-разрывных дислокаций без видимой связи с интрузиями. Авторы надеются продолжить исследования в этом направлении. Выражаем признательность Руководителю Карельского Филиала ФБУ «ТФГИ по СЗ ФО РФ» Б. Н. Сивакову за предоставленные образцы руд месторождения Лобаш.

## Литература

1. Ларионова Ю. О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2008. 20 с.
2. Luck J. M., Allegre C. J. The study of molybdenites through the 187Re–187Os chronometer // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 61. P. 291–296.
3. Stein H. J., Markey R. J., Morgan J. W., Hannah J. L., Schersten A. The remarkable Re–Os chronometer in molybdenite: how and why it works // *Terra Nova*. 2001. Vol. 13, N 6. P. 479.
4. Левченков О. А., Богданов Ю. Б., Комаров А. Н. и др. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии // *Мат. III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия»*. Апатиты. 2000. С. 143–145.
5. Иваников В. В., Григорьева Л. Ю., Шинкарев Н. Ф. и др. Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в северо-восточной Карелии // *Вестн. С.-Петербур. ун-та*. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 35–44.
6. Богачёв В. А., Иваников В. В., Сергеев С. А. U–Pb SHRIMP — датирование рудоносных гранитов Лобашского молибденового месторождения (северо-восточная Карелия) // *Минералогия докембрия*. Мат. всероссийской конференции. Петрозаводск, 2009. С. 22–25.
7. Тытык В. М. Отчёт Беломорской партии о результатах предварительной разведки месторождения Лобаш, проведённой в 1988–1991 гг. Фонды ТГФ. Петрозаводск, 1991.
8. Покалов В. Т., Семенова Н. В. Лобаш — первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // *Геология рудных месторождений*. 1993. № 3. С. 262–270.
9. Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Кортаева Н. Н. Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 111–126.
10. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Pomantsi, eastern Finland // *Espoo. Spec. Paper 17. Geol. Surv. Finland*. 1993. 386 p.
11. Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 368 с.
12. Степанов К. И., Санина Г. Н., Богачев В. А. и др. Отчет по геологическому доизучению м-ба 1:200 000 Сортавальской площади, составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX (издание второе). ГГУП «СФ Минерал». Санкт-Петербург. Январь 2006.
13. Богачёв В. А., Иваников В. В., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Шульдинер В. И. и др. Результаты U–Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1,89–1,87 Ga) Северного Приладожья // *Вестн. С.-Петербур. ун-та*. Сер. 7. 1999. Вып. 3 (№21). С. 23–31.
14. Крымский Р. Ш., Сергеев Д. С., Брюгманн Г. Э. и др. Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // *Региональная геология и металлогения*. 2011. № 46. С. 51–60.
15. Birck J. L., Barman M. R., Campas F. Re–Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // *Geostandards Letters*. 1997. Vol. 20, N 1. P. 19–27.
16. Paliulionyte V., Meisel Th., Ramminger P., Kettisch P. High pressure asher digestion and an isotope dilution-ICP-MS method for the determination of platinum-group element concentrations in chromitite reference materials CHR-Bkg, GAN Pt-1 and HNH // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2006. Vol. 30. P. 87–96.

17. *Du A., Wu S.* et al. Preparation and certification of Re–Os dating reference materials: molybdenites HLP and JDC // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2004. Vol. 28. P. 41–52.

18. *Кулешевич Л. В.* Месторождение Лобаш, Карелия (результаты радиологического датирования). Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 1999. С. 81–83.

19. *Samsonov A. V., Pukhtel I. S., Shchipansky A. A.* et al. 2.72 Ga sanukitoids of the Kostomuksha greystone belt: Petrology and tectonic application. Abstr. SVEKALAPKO, Lammi. 1999. P. 58.

20. *Aleinikoff J., Creaser R. A., Lowers H. A., Magee C. W., Grauch R. I.* Multiple age components in individual molybdenite grains // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 300. P. 55–60.

Статья поступила в редакцию 24 декабря 2012 г.