

УДК 553.411.071:553.22

## НЕОАРХЕЙСКАЯ (2,60 МЛРД ЛЕТ) РЕАКТИВАЦИЯ СДВИГОВЫХ ЗОН И ОРОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ В ЗАПАДНОМ СЕГМЕНТЕ ВОДЛОЗЕРСКОГО ТЕРРЕЙНА

С. А. Светов, В. И. Иващенко, З. П. Рыбникова, М. А. Гоголев,  
Т. Н. Назарова

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Проведено изучение цирконов из мезоархейских хемогенных силицитов Койкарской структуры (центральная часть Ведлозерско-Сегозерского мезоархейского зеленокаменного пояса, западное обрамление палеоархейского Водлозерского блока) в ареале развития крупной региональной сдвиговой зоны, с тектоно-метасоматической реактивацией которой связана золотосодержащая рудная минерализация. Оруденение представлено последовательно формирующимися минеральными ассоциациями (пирит-пирротиновой, Ni-Co-сульфоарсенидной, Ni-сульфидной, медно-полиметаллической сульфидной, висмута-теллуридно-благороднометалльной). Температура образования рудной минерализации изменяется от 500 до 140 °С. Изучение цирконов из мезоархейских силицитов позволило определить их первичную гидротермальную природу и время формирования ~2,60 млрд лет. Полученный возраст может рассматриваться как время реактивации долгоживущей региональной сдвиговой зоны в области западного сегмента Водлозерского террейна, сопровождающейся формированием рудных систем.

Ключевые слова: архей; цирконометрия; сдвиговые зоны; рудные системы; Водлозерский террейн.

**S. A. Svetov, V. I. Ivaschenko, Z. P. Rybnikova, M. A. Gogolev,  
T. N. Nazarova. NEOARCHAEAN (2.60 GA) REACTIVATION OF SHEAR  
ZONES AND OROGENIC GOLD SYSTEMS IN THE WESTERN SEGMENT OF  
THE VODLOZERO TERRANE**

Zircons from the Mesoarchaeal chemically precipitated silicites of the Koikary structure (central portion of the Mesoarchaeal Vedlozero-Segozero greenstone belt, western margin of the Palaeoarchaeal Vodlozero block), located in the area affected by a large regional shear zone, were studied. Auriferous ore mineralization, associated with the tectono-metasomatic activation of the territory, was identified in the structure. The mineralization is represented by consecutively forming assemblages (pyrite-pyrrhotite, Ni-Co-sulphoarsenide, Ni-sulphide, copper-base metal-sulphide, bismutotelluride-noble metal). The ore mineralization was formed at temperatures varying from 500 °C to 140 °C. The study of zircons from the Mesoarchaeal silicites has made it possible to determine their primary hydrothermal nature and to date them at 2.60 Ga. The age obtained is regarded as the activation stage in the formation of a polychronous regional shear zone in the western segment of the Vodlozero terrane which gave rise to ore systems.

Keywords: Archaeal; zirconometry; shear zones; ore systems; Vodlozero terrane.

## Введение

На территории Карельского кратона на основе комплексных геолого-геофизических исследований выявлено широкое развитие крупных региональных линеаментов – зон глубинных разломов и сдвиговых дислокаций [Колодяжный, 2006; Онежская палеопротерозойская структура..., 2011], интерес к изучению которых во многом определяется связью тектоники с реактивацией металлогенических систем.

Целью данной работы стало детальное изучение породных ассоциаций в области локализации региональной Койкарско-Выгозерской правосторонней сдвиговой зоны [Колодяжный, 2006; Онежская палеопротерозойская

структура..., 2011], прослеживающейся более чем на 30 км, имеющей доминирующую ориентировку СВ 15–20°, субвертикальное падение  $90^\circ \pm 10^\circ$  и осложненной дислокациями более низкого порядка. В зоне сдвиговых деформаций локализовано несколько перспективных благороднометалльных рудопроявлений – Койкарское колчеданное [Егорова и др., 1952], золотосодержащее «Карьер Койкары» [Лавров, Кулешевич, 2012; Иващенко и др., 2014] и располагающиеся севернее на ее продолжении мезотермальное месторождение золота Педролампи [Сиваев, Горошко, 1983; Кулешевич, Лавров, 2007; Ларионова, 2008; Ручьев, 2011] и ряд других золоторудных объектов [Булавин и др., 2013].

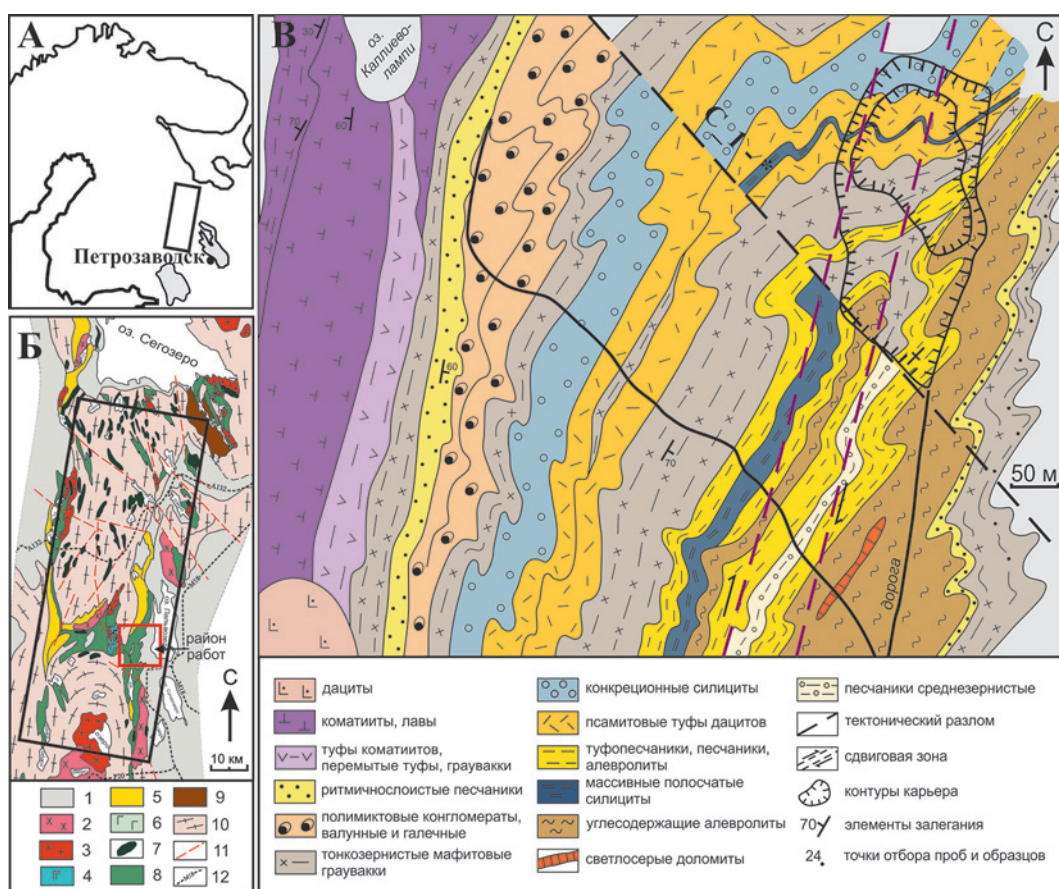


Рис. 1. Геологическая схема объекта исследования:

**А** – географическое положение Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса;

**Б** – упрощенная геологическая схема строения Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и положение Койкарской структуры (красный квадрат). Условные обозначения: 1 – палеопротерозойские (2,45–1,90 млрд лет) вулканогенно-осадочные породы; архейские комплексы: 2 – гранодиориты, санукитоиды (2,76–2,74 млрд лет); 3 – граниты (2,87–2,85 млрд лет); 4 – габброиды (2,8–2,9 млрд лет); 5 – андезит-дацит-риолитовая серия, адакиты, внутриформационные осадки (2,86–2,84 млрд лет); 6 – высокомагнезиальные габброиды (3,0–2,9 млрд лет); 7 – амфиболиты (3,0–2,9 млрд лет); 8 – коматиит-базальтовые ассоциации (3,0–2,9 млрд лет); 9 – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия, адакиты, байяиты, внутриформационные осадки (3,05–2,94 млрд лет); 10 – гнейсо-граниты, мигматит-граниты (3,15–2,95 млрд лет); 11 – тектонические нарушения, 12 – автодороги;

**В** – схема геологического строения мезоархейского вулканогенно-осадочного комплекса Койкарской структуры и положение региональной сдвиговой зоны (составлена с использованием картографических материалов [Светова, 1988])

Таблица 1. Температурные условия формирования рудных минералов проявления «Карьер Койкары»

Минералы	Эксперименты	Фазовые диаграммы	Термометр	Автор	T, °C
Пентландит	Fe-Ni-S система			[Kitakaze et al., 2011]	400–600
Co-Ni сульфоарсениды	Co-Ni-Fe-As-S система			[Klemm, 1965]	300–550
Арсенопирит			Арсенопиритовый	[Kretschmar, Scott, 1976]	310–380
Аргентопентландит	Ni-Fe-Ag-S система			[Боган, Крейг, 1981]	≤455
Цумоит		Bi-Te		[Лякишев и др., 1996]	≤540
Теллурувисмутит					≤585
Аргентит → акантит		Ag-S		[Stumpel, Rucklidge, 1968; Лякишев и др., 1996]	≤800→600→115
Гессит		Ag-Te			≤959→802–690→145–105
Штютцит					≤460→417–419→295–250
Менегенит	Pb-Cu-Sb-S система			[Craig, Barton, 1973]	104–435
Фаматинит				[Skinner et al., 1972]	25–540
Электрум			Электрум-сфалеритовый	[Shikazono, 1985]	254–370
Сфалерит			Сфалеритовый	[Balabin, Sack, 2000]	300

Примечание. Стрелкой обозначены полиморфные превращения при понижении температуры.

## Объект исследования

Объектом исследования явились мезо-архейские вулканогенно-осадочные породы, развитые в пределах Койкарской структуры (центральная часть Ведлозерско-Сегозерского мезоархейского зеленокаменного пояса), расположенной на западном фланге палеоархейского Ведлозерского блока [Светов, 2005] (рис. 1).

Койкарская зеленокаменная структура представляет собой антиклиналь с крутыми углами падения, перекрывающуюся палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами [Харитонов, 1966; Робонен и др., 1978; Светова, 1988]. Ядро антиклинали сложено вулканитами протоокеанической коматиит-базальтовой ассоциации в переслаивании с туфовым и хемогенно-терригенным материалом, сменяемыми выше по разрезу массивными и подушечными лавами базальтов с грауваковым (мафитовые граувакки) цементом и гиллоклитами [Светова, 1988; Светов, 2005]. Мафитовая ассоциация перекрывается толщей тонкого переслаивания валунно-галечных полимиктовых конгломератов, кислых туфов, туфопесчаников, силицитов, графитистых сланцев с прослоями лититовых и полевошпатовых граувакк и доломитов [Светов, Светова, 2004; Светов, 2005].

Архейские вулканогенные мафитовые толщи прорываются дайками дацитов и риолитов с возрастом  $2927,5 \pm 9,1$  млн лет, а вулканогенно-терригенная часть разреза – крупным субвулканическим телом дацитов с возрастом  $2935 \pm 15$  млн лет [Бибилова, Крылов, 1983]. Все комплексы пород структуры, в свою очередь, секутся дайками ятулийских габбро и людикийским силлом габбро-долеритов [Светов и др., 2005].

Широкое развитие рудных процессов и хорошая (на отдельных участках) текстурно-структурная сохранность вулканогенно-осадочных породных ассоциаций и разрезов мезоархейского возраста [Стратиграфия..., 1992; Светов, 2005] позволяют считать данную территорию не только стратотипической для Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, но и ключевой для понимания процессов архейского рудообразования, механизмов раннего корообразования и эволюции конвергентных систем на границе палеоархейских микроконтинентов [Слабунов и др., 2006; Светов, Светова, 2011].

В связи с тем, что золотосодержащее проявление «Карьер Койкары» (расположенное в 1,2 км к северо-западу от Гирвасской ГЭС и вскрытое карьером по добыче кровельных сланцев ООО «Карелминерал») детально описано в работах [Кулешевич, Лавров, 2007;



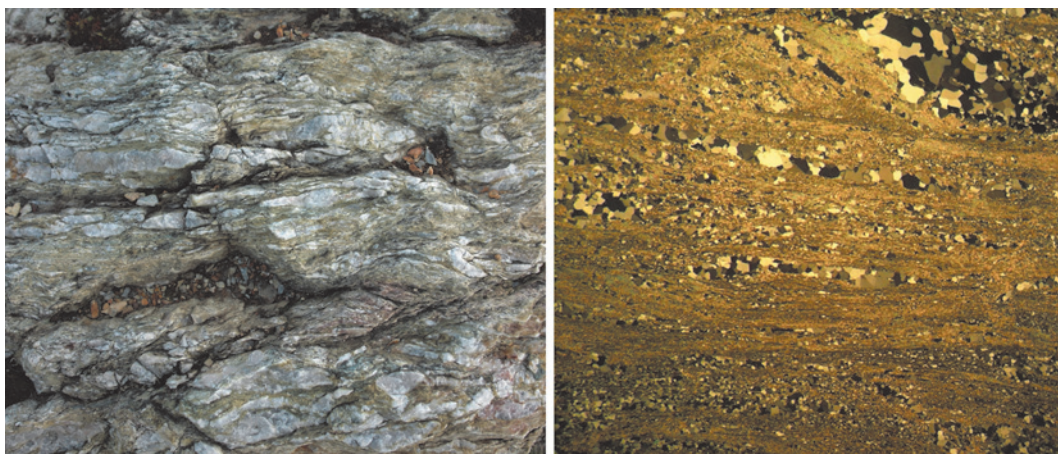


Рис. 2. Мезоархейские тонкослоистые тектонически рассланцованные хемогенные силициты Койкарской структуры. Масштабы: макрофото – 1 м по длинной оси; микрофото – 5 мм по длинной оси

Иващенко и др., 2014], приведем лишь краткую его характеристику.

Золоторудная минерализация на участке локализована в области метасоматических преобразований пород мезоархейского вулканогенно-терригенного комплекса, сформированного силицитами, граувакками, карбонатно-кремнистыми породами и различными сланцами [Светова, Рыбаков, 1987] (рис. 1).

Породы комплекса интенсивно рассланцованы, смяты и брекчированы, изредка в них проявлена пльчатость. Выделяется три разноориентированные системы сланцеватости – 320–330° (субвертикальная), 50–70° (субвертикальная с падением на СЗ,  $\angle$  60–70°) и 30–40° (субвертикальная с падением на СЗ,  $\angle$  70–80°).

В породах согласно сланцеватости (50–70° и 320–330°) проявлено прожилковое окварцевание ( $\pm$ карбонат), сопровождающееся пиритовой минерализацией. Также встречаются более поздние секущие субвертикальные сульфидсодержащие карбонат-кварцевые жилы мощностью до 0,6 м северо-западного и северо-восточного простирания.

Деформационные и гидротермально-метасоматические преобразования пород прослеживаются в субмеридиональном направлении. Мощность зоны этих изменений составляет 40–60 м.

Фоновый характер метасоматических преобразований в пределах зоны однотипен, отвечая преимущественно промежуточной фации между березитами и хлоритовыми пропилитами. В целом строение и состав метасоматически преобразованной толщи пород в пределах сдвиговой зоны усложняется наличием фрагментов слабо измененных вмещающих пород.

Главными породообразующими минералами метасоматитов являются кварц, хлорит, серицит, маргарит, кальцит, доломит;

второстепенными – анкерит, сидерит; редкими (вероятно, реликтовыми) – К-Na полевой шпат, альбит, олигоклаз, биотит. Хлорит в метасоматитах представлен преимущественно рипидолитом и пикнохлоритом, карбонатом: кальцитом, доломитом, анкеритом и сидеритом.

Температура формирования метасоматитов определялась по хлоритовому термометру [Cariat et al., 1993] и варьирует в пределах 200–410 °С, по доломит-кальцитовому геотермометру [Таланцев, 1978] соответствует 200–450 °С (при давлении 1–2 кбар), по анкерит-сидеритовому геотермометру [Anovitz, Essene, 1987] – 140–143 °С.

Рудные минералы представлены несколькими последовательно образующимися ассоциациями (пирит-пирротиновой, Ni-Co-сульфоарсенидной, Ni-сульфидной, медно-полиметаллической сульфидной, висмута-теллуридно-благороднометаллической). Их видовой состав чрезвычайно многообразен: представлен более чем 60 минералами [Иващенко и др., 2014]. Мелкодисперсное (1–10 мкм) самородное золото и электрум сосредоточены преимущественно в пирите. Температура образования рудных минералов изменяется от 500 до 140 °С, возможно ниже (табл. 1); давление по сфалеритовому геобарометру [Toulmin et al., 1991] определяется как явно завышенное –  $\leq 6$  кбар.

Максимальные значения содержания элементов, установленные в метасоматитах, составляют: Mn – 1 %; Zn – 0,7 %; Cu – 2 %; Pb – 0,02 %; далее в г/т: Co – 160, Ni – 410, V – 302, Cr – 217, As – 203, Sb – 130, Te – 2, Se – 25, Bi – 3, Cd – 49, Sn – 64, Mo – 25, W – 8, Nb – 20, Zr – 230, U – 14, Th – 15,  $\Sigma$ PЗЭ – 500. Среднее содержание рудных элементов на порядок ниже указанных максимальных значений. Содержание золота составляет 0,02–0,17 г/т, среднее

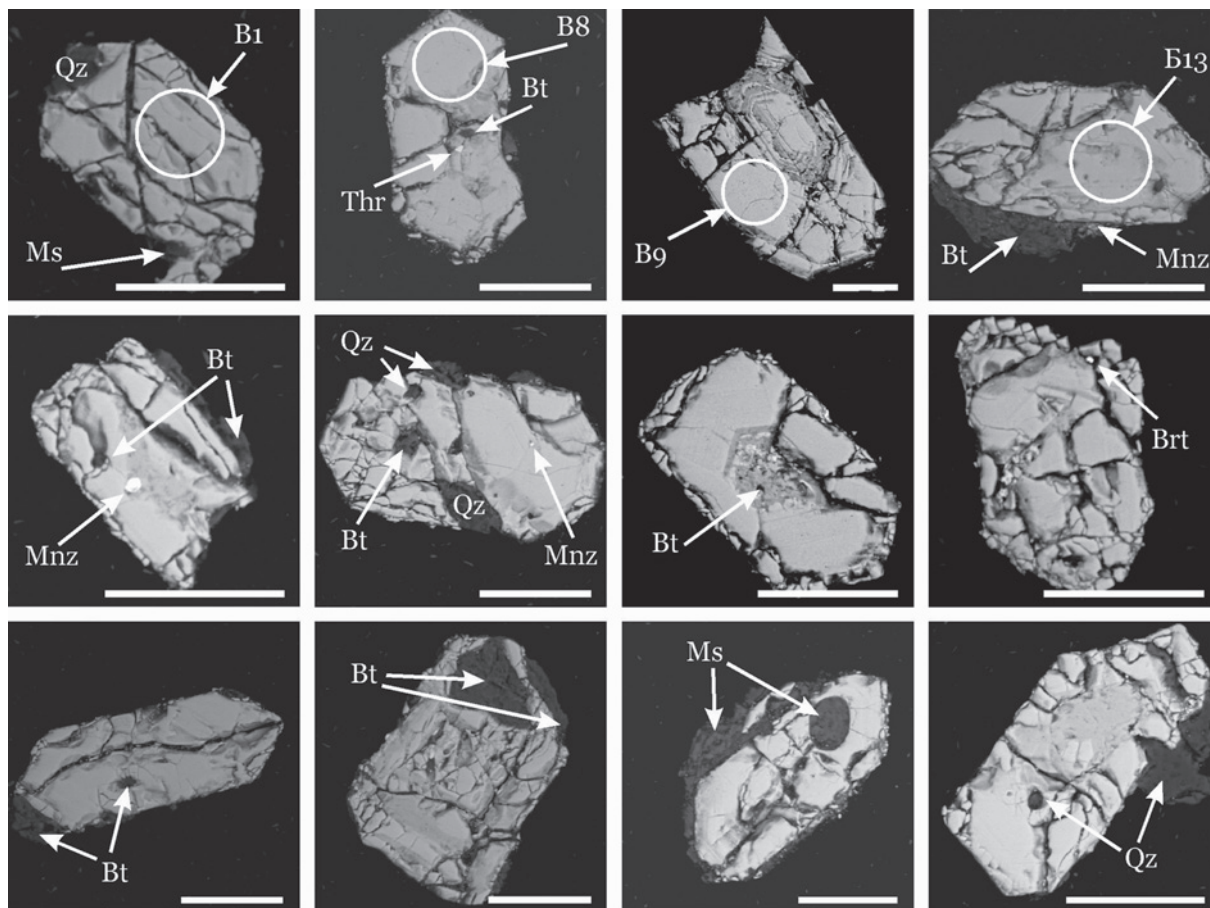


Рис. 3. Морфология зерен и минеральные включения в цирконах (**Bt** – биотит, **Brt** – барит, **Mnz** – монацит, **Ms** – мусковит, **Qz** – кварц, **Thr** – торит) из силицитов изучаемого участка Койкарской структуры, западный сегмент Водлозерского террейна (зерна, отобранные для LA-ICP-MS анализа, приполированная шайба). Изображения получены на СЭМ VEGA II LSH, детектор – BSE. Масштабная линейка – 50 мкм

по 27 анализам – 0,05 г/т (пробирный атомно-абсорбционный анализ, ЦНИГРИ); серебра – <0,05–0,53 г/т, среднее по 28 анализам – 0,16 г/т (ICP-MS, ИГ КарНЦ РАН).

Тектоно-структурные исследования по оценке времени формирования Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоны на основе анализа структурных элементов, проявленных в архейских и палеопротерозойских (ятулийских, сариоллийских) породных комплексах, позволяют предполагать ее полихронное развитие от архея до палеопротерозоя (2,2–1,9 млрд лет) [Колодяжный, 2006].

### Циркон из мезоархейских силицитов

Новый этап исследований посвящен изучению циркона в породах Койкарской структуры, подвергнутых структурно-метасоматическим преобразованиям в региональной сдвиговой зоне.

Следует отметить, что внимание к изучению циркона как главного минерала-геохронометра

существенно возросло в последние годы, особенно в связи с появлением возможности прецизионной локальной оценки химического и изотопного состава в отдельных зонах кристаллов, а также присутствующих в нем микровключений. В результате стали проводиться работы по расшифровке процессов, влияющих на распределение элементов между цирконом и вмещающими породами [Hoskin, 2005; Watson et al., 2006; Федотова и др., 2008; Балашов, Скублов, 2011].

В настоящее время существует ряд работ по датированию рудовмещающих сдвиговых зон. С этой целью проводится диагностика циркона, генетически связанного с гидротермальными процессами. Подобные исследования выполнялись на ряде объектов фанерозойского [Dempster et al., 2008], палеопротерозойского [Marsha et al., 2012] и архейского возраста [Каулина, 2010] и показали, что в ходе сдвиговых дислокаций происходит формирование «гидротермального циркона».

В рамках данного исследования нас интересовала возможность определения времени



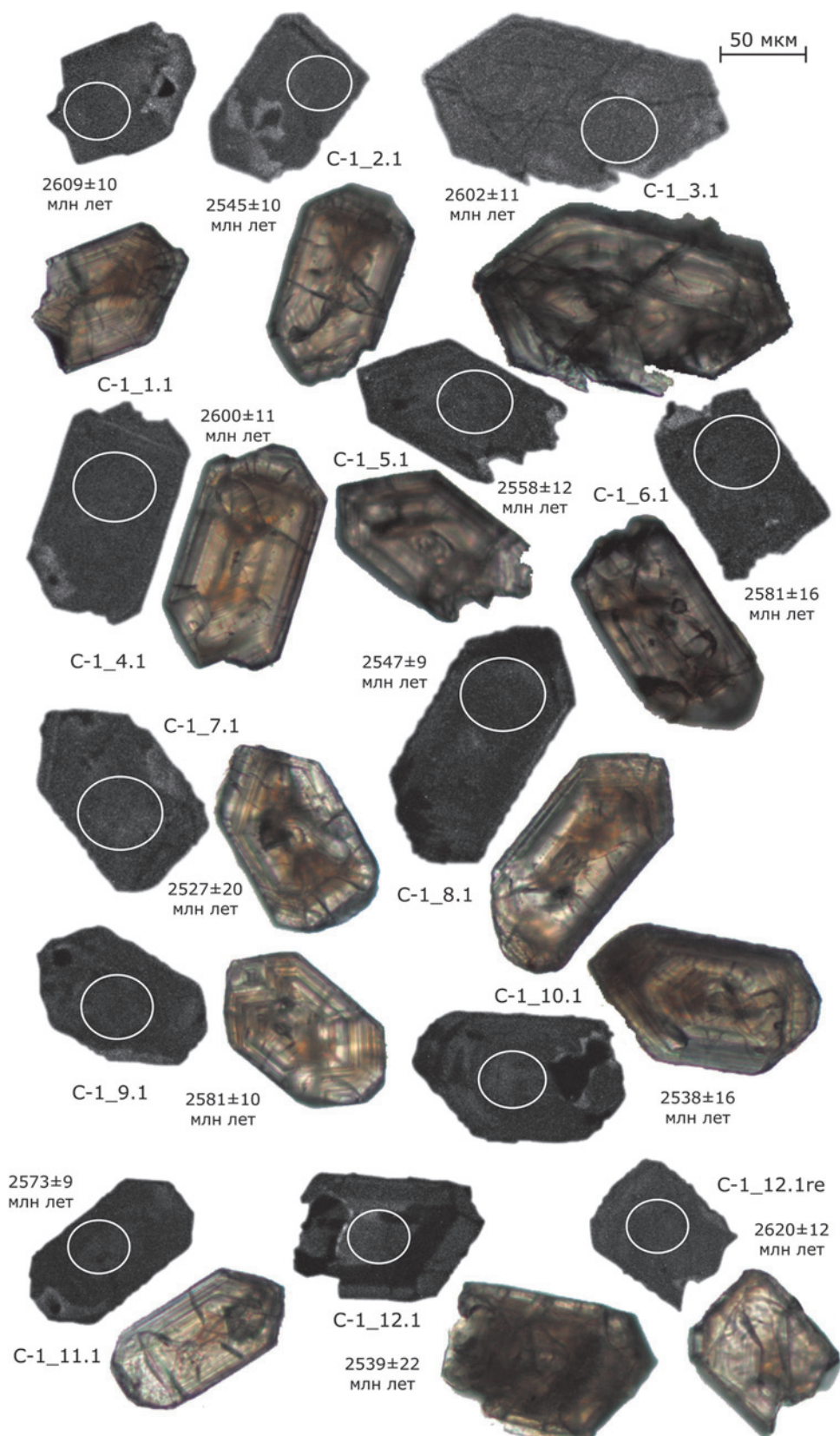


Рис. 4. Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона из силицитов изучаемого участка Койкарской структуры, западный сегмент Водлозерского террейна (слева – оптические, справа – катодолюминесцентные (CL) изображения зерен). Возле изображений приведены номера изученных зерен (табл. 1), окружностями на изображениях CL показаны участки датирования SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ), рядом с зернами приводится их  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст

структурно-метасоматического преобразования породных серий Койкарской структуры для характеристики условий заложения Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоны.

Основой для этого стало минералогическое, геохимическое и геохронологическое изучение циркона из мезоархейских хомогенных силицитов (площадь, примыкающая к карьере «Койкары»), находящихся непосредственно в области сдвиговой зоны. Осадочная последовательность представлена толщей вулканогенных, терригенных и хомогенных пород, в которой широким распространением пользуются силициты.

Силициты формируют горизонты в верхних частях разреза Койкарской зеленокаменной структуры, представленного переслаиванием пород следующего состава: полимиктовых конгломератов, песчаников, туфов дацитового состава, туффитов, полевошпатовых граувакк, доломитов с прослоями углеродсодержащих алевролитов (общая мощность разреза – 450 м). Мощность слоев высококремнистых пород варьирует от 1–2 до 30–50 м, при этом массивные и конкреционные разновидности образуют прослои от 15 до 30 м.

Силициты представляют собой афанитовые кремнистые и алюмокремнистые породы, имеющие первичную хомогенную природу [Светова, 1988; Рыбаков, Светова, 1989; Светов, Медведев, 2013], характеризуются массивной, тонкослоистой, брекчиевой (рис. 2) и конкреционной текстурой и серым или зеленовато-серым цветом.

Для исследования отобрана проба С<sub>1</sub> (весом 12 кг) из слоя рассланцованных силицитов, мощностью около 20 м. В минеральном составе силицитов преобладает тонкозернистый кварц (45–60 %), а также альбит (до 35 %), калиевый полевой шпат (до 5 %), биотит, мусковит, карбонат. В качестве аксессуарных минералов выявлено небольшое количество зерен циркона, сфена, магнетита, а также редкие минеральные индивиды группы фергусонита-самарскита (ниобаты). Региональная метаморфическая переработка пород всей площади Койкарской структуры проходила в условиях хлорит-серпентиновой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма [Стратиграфия..., 1992].

Изучение химического состава силицитов методом «мокрой» химии в Институте геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) показало, что содержание петрогенных элементов (мас. %) в тонкослоистых кремнистых породах (в том числе и в пробе С<sub>1</sub>) варьирует в следующих пределах: SiO<sub>2</sub> 75,20–86,23; TiO<sub>2</sub> 0,03–0,28; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8,10–11,41; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,14–1,52; FeO

0,10–0,36; MnO 0,01–0,05; MgO 0,21–0,57; CaO 0,14–0,98; Na<sub>2</sub>O 0,50–2,10; K<sub>2</sub>O 3,15–4,47; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 0,06–0,22; п. п. п. 0,30–1,72.

Анализ содержания редких и редкоземельных элементов в силицитах проводился на квадрупольном масс-спектрометре X SERIES 2 Thermo scientific (метод ICP-MS) в Институте геологии КарНЦ РАН. Установлено, что мезоархейские силициты имеют высокие (по сравнению с архейскими осадками – глинистыми сланцами [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]) концентрации (г/т): Rb (400–720), Ba (700–1200), Th (20–40), U (4–6), Nb (25–60), Ta (2–6), Zr (600–900), Hf (25–36) и тяжелых РЗЭ.

### **Циркон из силицитов: морфология и внутреннее строение**

Из анализируемой пробы (С<sub>1</sub>) удалось выделить около 120 зерен циркона. Аксессуарный циркон представлен полупрозрачными коричневыми призматическими зернами гиацинтового габитуса (рис. 3, 4). Их размер колеблется в пределах 30–60 мкм в поперечнике и 100–120 мкм в длину. Для большинства зерен характерно наличие осцилляционной зональности, повторяющей контуры ядерных частей кристаллов. Минералогическое изучение на данном этапе исследований позволило выделить только одну группу зерен циркона; терригенные окатанные зерна в пробе, несмотря на существующие предпосылки их существования, не выявлены.

Минеральные включения (размером до 30 мкм) представлены в основном биотитом и кварцем (рис. 3), в меньшей степени – мусковитом, монацитом, торитом, баритом и галенитом.

Зерна циркона из силицитов слабо трещиноваты. Для них характерно наличие редких систем радиальных трещин (рис. 4).

В ходе исследования выделенная монофракция циркона (рис. 3, 4) была разделена на две группы: одна для анализа химического состава зерен методом LA-ICP-MS в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск), область абляции в эксперименте составляла 30 мкм, методика приведена в работе [Светов и др., 2015]; вторая группа из 30 зерен была изучена на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ), где для 14 зерен циркона были определены U-Th-Pb изотопные отношения.

### **Геохимия циркона**

Для идентификации генезиса циркона важную роль имеет концентрация микропримесей.

Таблица 2. Химический состав (LA-ICP-MS) циркона из мезоархейских силицитов Койкарской структуры

	в1_1	в1_2	в1_3	в8_3	в9_2	в9_3	б13_2	б13_3
<b>Ti</b>	14,95	49,19	67,99	81,65	68,16	52,66	58,00	103,6
<b>Y</b>	19470	12190	12890	27740	10290	7263	11460	9235
<b>Nb</b>	416	72,37	94,13	472,5	176,3	156,1	983,3	857,5
<b>La</b>	1803	72,27	43,6	180,5	261,6	143,3	293	326,7
<b>Ce</b>	532,2	180	178,8	1506	885,5	581,4	734,7	818,3
<b>Pr</b>	231,5	41,92	51,54	398,8	198,7	208,6	237,9	242
<b>Nd</b>	975,9	222,9	263,6	1420	1029	595,2	2331	1968
<b>Sm</b>	628,4	248,9	424,2	3110	1906	803,8	1230	1093
<b>Eu</b>	24,32	8,174	8,243	281,9	92,34	36,22	74,07	56,37
<b>Gd</b>	840,4	366,1	363	3562	834,4	501,6	1500	1058
<b>Tb</b>	186,2	75,61	53,62	361,2	150,7	106,8	283	269,7
<b>Dy</b>	2740	1296	1309	5997	2130	1267	1664	1506
<b>Ho</b>	712,8	261,6	276,6	794	265,5	267,4	532,4	545,9
<b>Er</b>	1506	951,3	1533	2838	995,8	780,4	1630	1639
<b>Tm</b>	437,4	295,4	329	567,6	351,6	290,7	291,5	304,6
<b>Yb</b>	1706	1536	1439	2827	1510	908,4	1318	1541
<b>Lu</b>	830,6	448,7	484,8	815,1	502,3	401,3	473,4	475,5
<b>Hf</b>	28900	25700	27730	21670	12020	9183	43800	34950
<b>Th</b>	686,6	400,8	511,2	908,6	744,7	445,4	4078	2248
<b>U</b>	881,3	493,2	589,8	713,6	552,7	449,3	1282	1060
<b>T (°C)</b>	778	903	943	967	943	912	923	999
<b>Ce/Ce*</b>	2,56	2,18	1,78	1,28	1,67	1,45	4,31	3,83
<b>Eu/Eu*</b>	0,12	0,11	0,08	0,08	0,11	0,13	0,18	0,21

Примечание. Расчет T (°C) по [Watson et al., 2006]; Ce/Ce\* = Ce<sub>n</sub> / (√(La<sub>n</sub>\*Sm<sub>n</sub>)); Eu/Eu\* = Eu<sub>n</sub> / (√(Gd<sub>n</sub>\*Sm<sub>n</sub>)).

Так, магматические цирконы чаще характеризуются сильно фракционированным спектром распределения РЗЭ: (Yb/Gd)<sub>n</sub> = 17–30, (Yb/Sm)<sub>n</sub> = 70–170 и наличием отрицательных аномалий по Ce и Eu [Hoskin, 2005].

Изучаемые зерна циркона из силицитов Койкарской структуры имеют слабо фракционированный спектр распределения от тяжелых к легким РЗЭ ((Yb/Gd)<sub>n</sub> = 1–5 и (Yb/Sm)<sub>n</sub> = 1–6), с отрицательной аномалией по Eu и по Ce (табл. 2; рис. 5).

Важно отметить, что циркон характеризуется узким интервалом U/Th отношений (U/Th = 1,4–1,9), что может указывать на генетическую однородность монофракции.

В координатах Ce/Ce\*, (Sm/La)<sub>n</sub> и La фигуративные точки магматического и гидротермального циркона образуют два контрастных поля на дискриминационных диаграммах (рис. 6) [Hoskin, 2005]. Исследуемые зерна циркона из силицитов пробы С\_1 попадают в область, близкую к циркону гидротермального генезиса (рис. 5, 6).

Одним из ключевых геохимических маркеров происхождения циркона является отношение Ce<sup>4+</sup>/Ce<sup>3+</sup>, которое для магматического циркона варьирует от 7 до 29, многократно превышая это значение для метаморфических и метасоматических зерен, для которых уровень

Ce<sup>4+</sup>/Ce<sup>3+</sup> отношения меняется от 1 до 2 [Балашов, Скублов, 2011]. При расчетах нормирование выполнялось по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. Концентрация Ce<sup>3+</sup> определялась как Ce<sup>3+</sup> = √(La<sub>n</sub>\*Sm<sub>n</sub>), Ce<sup>4+</sup> = Ce – Ce<sup>3+</sup>. В исследуемых нами зернах циркона Ce<sup>4+</sup>/Ce<sup>3+</sup> отношение варьирует от 0 до 0,57, что соответствует первичной гидротермальной природе минералов (рис. 6).

Эпизодически каймы в зернах циркона имеют низкое содержание Th и Th/U отношение по сравнению с ядерными частями зерен. Такая закономерность наблюдается у цирконов, которые кристаллизовались из существенно водной флюидной фазы. Также низкое Th/U отношение может быть следствием одновременной кристаллизации в породе совместно с цирконом прочих минералов-концентраторов Th – торита и монацита [Доливо-Добровольский и др., 2013].

Полученные данные по химическому составу циркона позволяют выполнить оценку температуры кристаллизации минералов. Возможным методом для термометрических расчетов условий кристаллизации циркона является зависимость содержания Ti в цирконе от температуры его образования, которая установлена по результатам анализа природного циркона, кристаллизовавшегося в присутствии



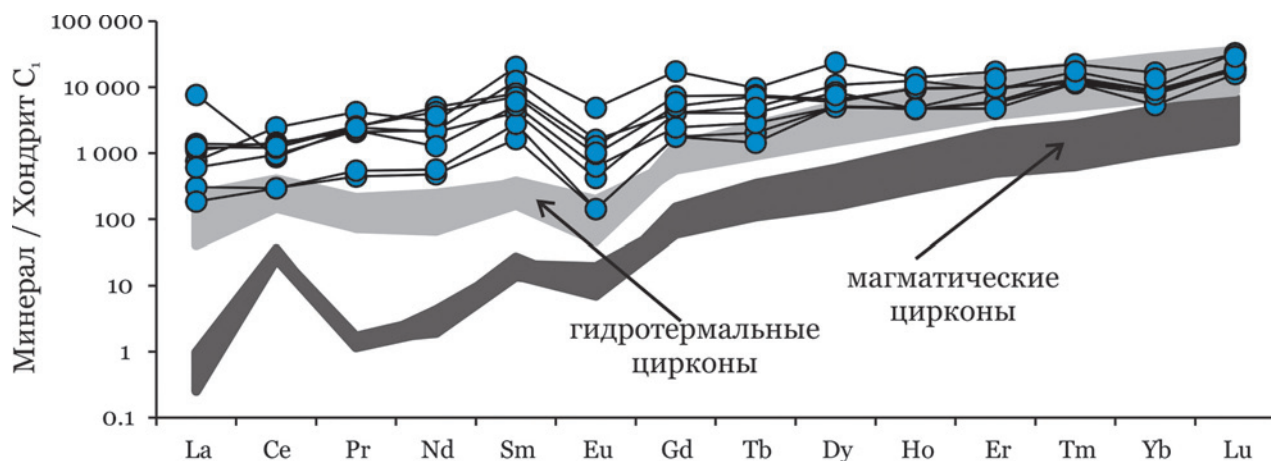


Рис. 5. Распределение РЗЭ (LA-ICP-MS) в зернах циркона из мезоархейских силицитов Койкарской структуры (синие кружки), нормировано по [Sun, McDonough, 1989]. Поля гидротермальных и магматических зерен циркона построены по [Hoskin, 2005]

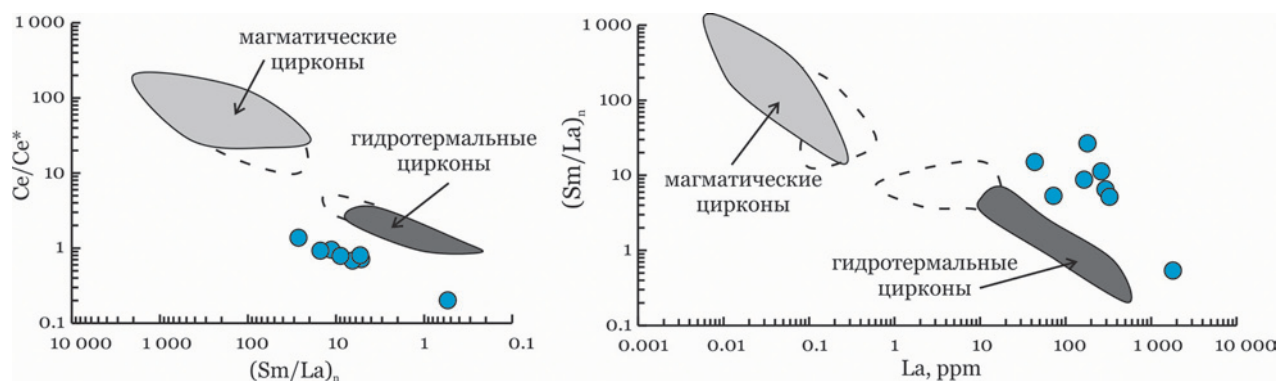


Рис. 6. Бинарные диаграммы  $Ce/Ce^* - (Sm/La)_n$  и  $(Sm/La)_n - La$  для зерен цирконов из мезоархейских силицитов Койкарской структуры (синие кружки). Поля гидротермальных и магматических цирконов построены по [Hoskin, 2005]

рутила, и на основе экспериментальных данных [Watson et al., 2006].

Данная зависимость, представленная уравнением  $T_{(C)} = (5080 \pm 30 / (6,01 \pm 0,03 - \log_{(Ti)})) - 273$ , позволяет определить возможный интервал температуры кристаллизации изучаемого циркона (табл. 2). Полученные значения температуры изменяются в больших пределах (от 778 до 1044 °C), и вероятнее всего, существенно завышены за счет обогащения зерен Ti, V, Nb, Hf, U, Th, Y и легкими РЗЭ в ходе гидротермального процесса [Hoskin, 2005]. Подобное отмечается для циркона из полихронных пород [Федотова и др., 2008]. Реальная температура кристаллизации гидротермальных зерен циркона должна варьировать в пределах 300–600 °C [Schaltegger, 2007].

#### U-Th-Pb-изотопные данные для циркона

Изучение зерен циркона методами SHRIMP-II и LA-ICP-MS показало близкие концентрации

U и Th (табл. 3). Изучение зерен циркона позволило рассчитать конкордию  $2601 \pm 13$  млн лет (для 3 зерен, MSWD = 1,1) и дискордию  $2603 \pm 9$  млн лет (для 14 зерен, MSWD = 1,1) (рис. 7), которая, как показало проведенное ранее геохимическое изучение зерен, вероятнее всего, отражает этап поздней кристаллизации метаморфических цирконов и, соответственно, маркирует возрастной интервал метаморфической реактивации Койкарской структуры.

Расчет времени ( $^{207}Pb/^{206}Pb$ ) кристаллизации большинства изученных зерен укладывается в интервал 2620–2527 млн лет (13 зерен), за исключением одного зерна, для которого возможное время кристаллизации рассчитано в  $2239 \pm 20$  млн лет.

#### Обсуждение результатов

Проведенное исследование позволило установить время кристаллизации циркона в мезоархейских силицитах –  $2603 \pm 9$  млн лет, в то

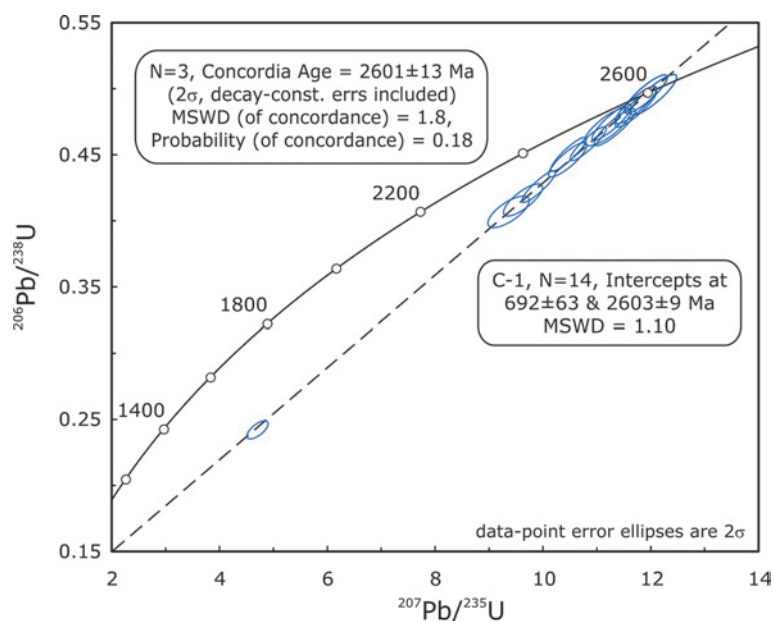


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для проанализированных на SHRIMP-II цирконов из мезоархейских хомогенных силицитов изучаемого участка Койкарской структуры, западный сегмент Водлозерского террейна

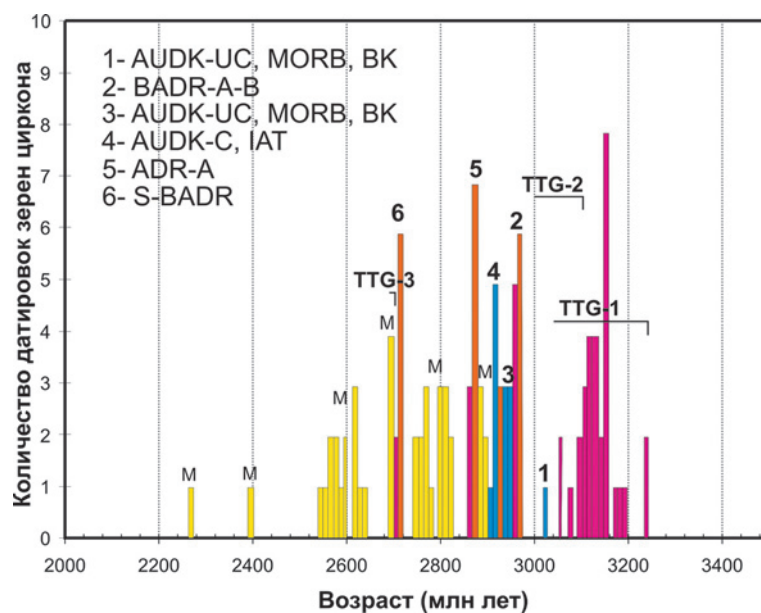


Рис. 8. Распределение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов цирконов (SHRIMP-II) из TTG-серий, средне-кислых вулканитов и терригенных осадочных пород в области западного обрамления Водлозерского блока (с учетом [Арестова и др., 2012]). Цифрами показаны временные области развития магматических систем, М – метаморфические процессы, маркируемые популяциями цирконов метаморфического генезиса. Сокращения на диаграмме: **ADR-A** – андезит-дацит-риолитовая (адакитовая) серия, **AUDK-UC** – Al-недеплетированная неконтаминированная коматиитовая серия, **AUDK-C** – Al-недеплетированная контаминированная коматиитовая серия, **BADR-A-B** – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия с адакитами и байяитами, **BK** – базальтовые коматииты, **IAT** – островодужные толеиты, **MORB** – базальты срединно-океанических хребтов, **S-BADR** – санукитоиды и базальт-андезит-дацит-риолитовая серия, **TTG** – тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы

Таблица 3. U-Th-Pb-изотопные данные для цирконов из силицитов изучаемого участка Койкарской структуры, западный сегмент Водлозерского террейна

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	Ppm Th	ppm <sup>206</sup> Pb*	<sup>232</sup> Th <sup>238</sup> U	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U Age	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb Age	% Dis – cor – dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb* <sup>206</sup> Pb	±%	(1) <sup>207</sup> Pb* <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb* <sup>238</sup> U	±%	err corr
C-1_12.1	1,40	802	479	167	0,62	1397 ±15	2239 ±22	+42	4,13	1,2	0,141	1,3	4,7	1,7	0,24	1,2	0,7
C-1_7.1	2,16	671	447	235	0,69	2200 ±22	2527 ±20	+15	2,46	1,2	0,167	1,2	9,4	1,7	0,41	1,2	0,7
C-1_10.1	1,43	630	447	225	0,73	2241 ±23	2538 ±16	+14	2,41	1,2	0,168	1,0	9,6	1,5	0,42	1,2	0,8
C-1_8.1	0,14	781	561	286	0,74	2287 ±22	2547 ±9	+12	2,35	1,1	0,169	0,6	9,9	1,3	0,43	1,1	0,9
C-1_5.1	0,55	561	348	215	0,64	2378 ±24	2558 ±12	+8	2,24	1,2	0,170	0,7	10,5	1,4	0,45	1,2	0,9
C-1_2.1	0,39	652	466	252	0,74	2397 ±23	2545 ±10	+7	2,22	1,2	0,169	0,6	10,5	1,3	0,45	1,2	0,9
C-1_11.1	0,04	767	538	302	0,73	2432 ±23	2573 ±9	+7	2,18	1,1	0,172	0,5	10,8	1,3	0,46	1,1	0,9
C-1_3.1	0,47	549	288	222	0,54	2487 ±25	2602 ±11	+5	2,12	1,2	0,175	0,7	11,3	1,4	0,47	1,2	0,9
C-1_6.1	1,28	440	242	178	0,57	2489 ±26	2581 ±16	+4	2,12	1,2	0,172	1,0	11,2	1,6	0,47	1,2	0,8
C-1_9.1	0,24	672	395	274	0,61	2503 ±24	2581 ±10	+4	2,11	1,2	0,172	0,6	11,3	1,3	0,47	1,2	0,9
C-1_1.1	0,54	606	360	252	0,61	2549 ±25	2609 ±10	+3	2,06	1,2	0,175	0,6	11,7	1,3	0,49	1,2	0,9
C-1_4.1	0,32	602	389	252	0,67	2560 ±25	2600 ±11	+2	2,05	1,2	0,174	0,6	11,7	1,4	0,49	1,2	0,9
C-1_12.1RE	0,21	428	252	182	0,61	2594 ±27	2620 ±12	+1	2,02	1,3	0,176	0,7	12,1	1,4	0,50	1,3	0,9
C-1_8.1RE	0,36	561	302	239	0,56	2596 ±26	2598 ±11	+0	2,02	1,2	0,174	0,7	11,9	1,4	0,50	1,2	0,9

Примечание. Ошибка составляет 1σ; <sup>206</sup>Pbs и <sup>206</sup>Pb\* – показывает общую и радиогенную часть Pb соответственно. Ошибка стандартной калибровки – 0,33 %. (1) – общий Pb скорректирован по измерению <sup>204</sup>Pb.



время как датирование даек, секущих осадочный комплекс, показывает более ранний интервал формирования разреза, превышающий 2927–2935 млн лет [Светов, 2005].

Ключевой проблемой в таком случае является определение возможной связи формирования сдвиговых и рудных систем с полученным временным этапом (2520–2620 млн лет) метаморфической реактивации структуры.

Важно отметить, что формирование и размещение золоторудных месторождений и проявлений Карельского кратона обуславливается эволюционным развитием эндогенных рудных систем в пределах крупных региональных структур (имеющих свою металлогеническую специфику) – Раахе-Ладожской структуры, Северонорвежско-Карельского рифтового комплекса, архейских зеленокаменных поясов – в сочетании с совокупным множеством региональных и локальных структурно-тектонических, магматических, литологических, метаморфо-метасоматических и других факторов [Иващенко, Голубев, 2011].

Главным рудоконтролирующим фактором для ведущего генетического типа оруденения золота в Карельском регионе – орогенного мезотермального (в терминологии [Groves et al., 1998; Eilu, 1999]), к которому относится и рассматриваемое проявление «Карьер Койкары» [Иващенко и др., 2014], являются системы разноранговых сдвиговых зон, объединяющихся в региональные зоны сдвиговых дислокаций, имеющие, как правило, полихронное развитие [Колодяжный, 2006].

В архейском Карельском кратоне подобные региональные зоны сдвиговых дислокаций в большинстве своем наследуют глубинные разломы, контролировавшие изначально формирование колчеданных рудных концентраций. Впоследствии сдвиговые зоны неоднократно «обновлялись», обеспечивая условия для ремобилизации колчеданного оруденения – своеобразного «коллектора» благородных металлов [Иващенко, Голубев, 2009] – и образования золоторудной минерализации орогенного мезотермального типа.

Полихронное развитие золоторудоконтролирующих сдвиговых зон в Карельском кратоне существенно затрудняет изотопное датирование благороднометалльного оруденения в их пределах, приводя к получению K/Ar и Rb/Sr методами результатов, возможно, отражающих самые поздние термальные события [Лапионова, 2008; Глебовицкий и др., 2014].

Другими же методами –  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  по цирконам, Sm/Nd-минеральная изохрона  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  по галенитам соответственно для

метасоматитов проявления «Карьер Койкары», месторождения «Новые Пески» [Иващенко и др., в печати] и измененных минерализованных санукитоидов Ялонварской структуры [Попов, 1991] – маркируется время реактивации сдвиговых зон на уровне ~2,6 млрд лет, сопровождающейся метаморфо-метасоматическими и гидротермальными процессами, ответственными за формирование орогенных мезотермальных золоторудных объектов как в Койкарской, так и в других зеленокаменных структурах западного фланга Водлозерского блока.

Резюмируя результаты проведенных исследований в сочетании с комплексным анализом имеющихся данных по прецизионной цирконометрии (SHRIMP-II) [Арестова и др., 2012], можно описать хронологию событий (от магматизма, метаморфизма и до, возможно, образования рудных систем) в пределах западного сегмента Водлозерского террейна, которая проиллюстрирована на рисунке 8.

Заложение конвергентной системы на западном обрамлении палеоархейского Водлозерского блока проходило в интервале 3,02–2,94 млрд лет на стадии формирования ранних базальт-андезит-дацит-риолитовых (адакитовых) островодужных и коматиит-базальтовых и толеитовых протоокеанических серий. Более поздние коллизионные процессы проявлены в обдукции океанических пластин на континентальное основание в интервале 2,94–2,90 млрд лет и завершались стадией заложения вулканического пояса в период 2,88–2,84 млрд лет (формирование андезит-дацит-риолитовых (адакитовых) серий). Финальный эпизод коллизии проявлен процессами формирования санукитоидов (S), средне-кислых вулканитов и гранитоидов [Светов, 2005].

Принципиально важный временной интервал 2,64–2,60 млрд лет связан с тектоно-термальной реактивацией территории в ходе инициального заложения сдвиговых зон и несогласных pull-apart бассейнов в структурах [Светов и др., 2005].

Таким образом, вещественно-структурный комплекс западного обрамления Водлозерского блока был сформирован в течение нескольких циклов, на протяжении 0,40–0,45 млрд лет [Светов, 2005; Арестова и др., 2012].

*Исследования выполнены при частичном финансировании по проекту РФФИ, грант 16-05-00486. Авторы благодарят д. г.-м. н. О. И. Володичева и А. Б. Вревского за ценные замечания и советы, А. М. Ручьева – за детальное обсуждение материала.*

## Литература

- Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Матвеева Л. В. и др. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 67–73.
- Балашов Ю. А., Скублов С. Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622–633.
- Бибикова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 189–191.
- Булавин А. В., Добрынина Д. Н., Олейник И. Л. Новые данные о золотоносности Эльмусской площади (Центральная Карелия) // Золото Фенноскандинавского щита: материалы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 16–19.
- Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.
- Глебовицкий В. А., Бушмин С. А., Беляцкий Б. В. и др. Rb-Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийский щит // Петрология. 2014. Т. 22, № 2. С. 208–232.
- Доливо-Добровольский Д. В., Скублов С. Г., Глебовицкий В. А. и др. Возраст (U-Pb, SHRIMP-II), геохимия циркона и условия образования сапфирин-содержащих пород Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области // ДАН. 2013. Т. 453, № 2. С. 190–195.
- Егорова А. И. Отчет о геолого-поисковых работах на серный колчедан в Петровском районе КФССР в 1951 г. // ТГФ РК. Петрозаводск, 1952.
- Иващенко В. И., Бушмин С. А., Ручьев А. М. и др. Первое свидетельство архейского возраста орогенного золота в российской части Карельского кратона (Фенноскандинавский щит): Sm-Nd минеральная изохрона для золоторудных метасоматитов месторождения Новые Пески // Докл. РАН (в печати).
- Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 368 с.
- Иващенко В. И., Голубев А. И., Ибрагимов М. М., Ромашкин А. Е. Золотосодержащее оруденение архея Койкарской структуры: генетическая типизация, минеральные ассоциации, условия образования, перспективы // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 39–55.
- Иващенко В. И., Голубев А. И. Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. Вып. 12. С. 5–11.
- Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 144 с.
- Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое // Тр. ГИН РАН. М., 2006. Вып. 572. 332 с.
- Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Вып. 10. С. 140–158.
- Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Золоторудная минерализация Койкарской структуры, Центральная Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 87–99.
- Ларионова Ю. О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2008. 20 с.
- Лякишев Н. П., Банных О. А., Рохлин Н. Р. и др. Диаграммы состояния двойных металлических систем. Справочник в 3-х т. М.: Машиностроение, 1996. Т. 1. 992 с.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Попов В. Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Наука, 1991. 287 с.
- Робонен В. И., Рыбаков С. И., Ручкин Г. В. и др. Серноколчеданные месторождения Карелии (геология, метаморфизм, генезис). Л.: Наука, 1978. 192 с.
- Ручьев А. М. Структурные особенности разведочного участка и относительный возраст золоторудного месторождения Педролампи // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. Вып. 14. С. 92–112.
- Рыбаков С. И., Светова А. И. Конкреционные алюмокремнистые породы в разрезах осадочно-вулканогенных формаций архейских зеленокаменных поясов Карелии // Конкреции докембрия. Л., 1989. С. 199–207.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светов С. А., Медведев П. В. Мезоархейские хемогенные силициты – уникальная среда сохранности ранней жизни // Литосфера. 2013. № 6. С. 3–13.
- Светов С. А., Светова А. И. Архейская субдукция: маркерные породные ассоциации и архитектура // Геология Карелии от архея до наших дней: материалы конф. Петрозаводск, 2011. С. 22–32.
- Светов С. А., Светова А. И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Доклады РАН. 2004. Т. 394, № 3. С. 393–398.
- Светов С. А., Степанова А. В., Чаженина С. Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140
- Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неоархейские пулл-апат бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 5–16.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1988. 148 с.

Светова А. И., Рыбаков С. И. Геологическая экскурсия по маршруту: г. Петрозаводск – дер. Койкары – г. Петрозаводск / Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск, 1987. С. 28–37.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф. и др. Отчет по групповой геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1:50000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. (Центральная Карелия). Петрозаводск, 1983. Фонды КГЭ.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 1–29.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1992. 190 с.

Таланцев А. С. Уточнение диаграммы доломит-кальцитового геотермобарометра // Геохимия. 1978. № 2. С. 206–216.

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

Федотова А. А., Бибикова Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита // Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР. М., 1966. Вып. 6. 355 с.

Anovitz L. M., Essene E. J. Phase Equilibria in the System  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$  // Journal of Petrology. 1987. Vol. 28, part. 2. P. 389–414.

Balabin A. I., Sack R. O. Thermodynamics of (Zn, Fe) S sphalerite. A CVM approach with large basis clusters // Mineralogical Magazine. 2000. Vol. 64 (5). P. 923–943.

Caritat P., Hutcheon L., Walshe J. L. Chlorite geothermometry: a review // Clays and Clay Minerals. 1993. Vol. 41, no. 2. P. 219–239.

Craig J. R., Barton P. B. Thermochemical approximations for sulfosalts // Econ. Geol. 1973. No. 68. P. 493–506.

Dempster T. J., Martin J. C., Shipton Z. K. Zircon dissolution in a ductile shear zone, Monte Rosa granite gneiss, northern Italy // Mineralogical Magazine. 2008. Vol. 72 (4). P. 971–986.

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

Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. Vol. 13. P. 7–27.

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69, no. 3. P. 637–648.

Kitakaze A., Sugaki A., Iton H., Komatsu R. Revision of phase relations in the system Fe-Ni-S from 650 °C to 450 °C // The Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. P. 1687–1710.

Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreiecks diagrammen  $\text{FeAsS-CoAsS-NiAsS}$  und  $\text{FeS}_2\text{-CoS}_2\text{-NiS}_2$  // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen. 1965. No. 103. P. 205–255.

Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canad. Mineralogist. 1976. Vol. 14. P. 364–386.

Marsha J. H., Gerbi C. C., Culshaw N. G. et al. Using zircon U-Pb ages and trace element chemistry to constrain the timing of metamorphic events, pegmatite dike emplacement, and shearing in the southern Parry Sound domain, Grenville Province, Canada // Precambrian Research. 2012. Vol. 192–195. P. 142–165.

Schaltegger U. Hydrothermal zircon // Elements. 2007. February. P. 51–79.

Shikazono N. A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid implications from epithermal Au-Ag vein-type deposits in Japan // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, no. 5. P. 1415–1424.

Skinner B. J., Luee F. D., Makovicky E. Studies of the sulfosalts of copper. III. Phases and phase relations in the system Cu-Sb-S // Econ. Geol. 1972. Vol. 67. P. 924–938.

Stumpel E. F., Rucklidge J. New data on natural phases in the system Ag-Te // Amer. Miner. 1968. Vol. 53. P. 1513–1522.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins. Saunders A. D. and Norry M. J. (Editors), Geological Society of London, London. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Toulmin P., Barton P. B., Wiggins L. B. Commentary on the sphalerite geobarometer // Amer. Miner., 1991. Vol. 76. P. 1038–1051.

Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Поступила в редакцию 14.04.2016

## References

Arestova N. A., Chekulaev V. P., Matveeva L. V., Kuchеровskii G. A., Lepekhina E. N., Sergeev S. A. Novye dannye o vozraste arkheiskikh porod

Vodlozerskogo domena (Baltiiskii shchit) i ikh znachenie dlya geodinamicheskikh rekonstruktsii [New age data on the Archean rocks of the Vodlozero domain (Baltic



Shield) and its significance for geodynamic reconstructions]. *Doklady RAN [Dokl. Earth Sci.]*. 2012. Vol. 442, no. 1. P. 67–73.

Balashov Yu. A., Skublov S. G. Kontrastnost' geokhimii magmaticheskikh i vtorichnykh tsirkonov [Contrasting geochemistry of magmatic and secondary zircons]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 2011. No. 6. P. 622–633.

Bibikova E. V., Krylov I. N. Izotopnyi vozrast kisl'nykh vulkanitov Karelii [Isotopic ages of acid volcanics in Karelia]. *DAN SSSR [Proceedings of the USSR Acad. of Sc.]*. 1983. Vol. 268, no. 5. P. 189–191.

Bulavin A. V., Dobrynina D. N., Oleinik I. L. Novye dannye o zolotonosnosti El'musskoi ploschadi (Tsentral'naya Kareliya). Zoloto Fennoskandinavskogo shchita: materialy mezhdunar. konf. [New data on the gold potential of the Elmus area, Central Karelia. Gold of the Fennoscandian Shield: materials of the international conference]. Petrozavodsk: KarRS of RAS, 2013. P. 16–19.

Vogan D., Kreig Dzh. Khimiya sul'fidnykh mineralov [Mineral chemistry of metal sulfides]. Moscow: Mir, 1981. 575 p.

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A., Belyatskii B. V., Bogomolov E. S., Borozdin A. P., Savva E. V., Lebedeva Yu. M. Rb-Sr vozrast metasomatoza i rudoobrazovaniya v nizkotemperaturnykh zonakh sdvigovykh deformatsii Fenno-Karel'skogo kratona, Baltiiskii shchit [Rb-Sr Age of metasomatism and ore formation in the low-temperature shear zones of the Karelian craton, Baltic Shield]. *Petrologiya [Petrology]*. 2014. Vol. 22, no. 2. P. 208–232.

Dolivo-Dobrovolskii D. V., Skublov S. G., Glebovitskii V. A., Astaf'ev B. Yu., Voinova O. A., Shcheglova T. P. Vozrast (U-Pb, SHRIMP II), geokhimiya tsirkona i usloviya obrazovaniya sapfirinsoderzhashchikh porod Tsentral'no-Kol'skoi granulito-gneisovoi oblasti [Age (U-Pb, SHRIMP II), geochemistry of zircon and conditions of the formation of sapphirine-bearing rocks of the Central Kola granulite-gneiss area]. *DAN [Dokl. Earth Sci.]*. 2013. Vol. 453, no. 2. P. 190–195.

Egorova A. I. Otchet o geologo-poiskovykh rabotakh na sernyi kolchedan v Petrovskom raione KFSSR v 1951 g. [Report on geological research for sulphur-ore in Petrovsky district of KFSSR in 1951]. TGF RK. Petrozavodsk, 1952.

Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. Geokhimiya tsirkona (dannye ionnogo mikrozonada) kak indikator genezisa minerala pri geokhronologicheskikh issledovaniyakh [Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 2008. No. 9. P. 980–997.

Ivashchenko V. I., Bushmin S. A., Ruch'ev A. M. et al. Pervoe svidetel'stvo arkheiskogo vozrasta orogenogo zolota v rossiiskoi chasti Karel'skogo kratona (Fennoskandinskii shchit): Sm-Nd mineral'naya izokhrona dlya zolotorudnykh metasomatitov mestorozhdeniya Novye Peski [First evidence of the Archean orogenic gold in the Russian part of Karelian craton (Fennoscandian Shield): Sm-Nd mineral isochrone for the metasomatites of the Novye Peski gold ore deposit]. *Dokl. RAN [Dokl. Earth Sci.]* (appear).

Ivashchenko V. I., Golubev A. I. Zoloto i platina Karelii: formatsionno-geneticheskie tipy orudneniya i perspektivy [Gold and platinum of Karelia: genetic types of mineralization and prospects]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 368 p.

Ivashchenko V. I., Golubev A. I., Ibragimov M. M., Romashkin A. E. Zolotosoderzhashchee orudnenie arkheya Koikarskoi struktury: geneticheskaya tipizatsiya, mineral'nye assotsiatsii, usloviya obrazovaniya, perspektivy [Archean auriferous mineralization of the Koikary structure: genetic typification, mineral assemblages, formation conditions, perspectives]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2014. No. 1. P. 39–55.

Ivashchenko V. I., Golubev A. I. Kolchedannoe orudnenie – perspektivnaya bazovaya zolotorudnaya formatsiya Karel'skogo regiona [Pyrite mineralization: prospective basic gold formation of the Karelian region]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Useful Minerals of Karelia]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. Iss. 12. P. 5–11.

Kaulina T. V. Obrazovanie i preobrazovanie tsirkona v polimetamorficheskikh kompleksakh [Formation and recrystallization of zircons in polymetamorphic complexes]. Apatity: KSC RAS, 2010. 144 p.

Kharitonov L. Ya. Struktura i stratigrafiya karelid vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Structure and stratigraphy of the Karelides in the eastern part of the Baltic Shield]. Mater. po geolog. i polezn. iskop. Severo-Zapada RSFSR [Proceed. on Geology and Mineral Resources of RSFSR's North-West Region]. Moscow, 1966. Iss. 6. 355 p.

Kolodyazhnyi S. Yu. Strukturno-kinematicheskaya evolyutsiya yugo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita v paleoproterozoe [Paleoproterozoic structural-kinematic evolution of the South-East Baltic Shield]. *Tr. GIN RAN [Trans. of the Geological Inst.]*. Moscow, 2006. Iss. 572. 332 p.

Kuleshevich L. V., Lavrov O. B. Mestorozhdenie Pedrolampi i zolotorudnye proyavleniya El'musskoi ploschadi [Pedrolampi deposit and gold ore occurrence in the Elmus area]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Useful Minerals of Karelia]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. Iss. 10. P. 140–158.

Lavrov O. B., Kuleshevich L. V. Zolotorudnaya mineralizatsiya Koikarskoi struktury, Tsentral'naya Kareliya [Gold mineralization of the Koikary structure, Central Karelia]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2012. No. 3. P. 87–99.

Larionova Yu. O. Izotopnaya geokhimiya i geokhronologiya zolotorudnoi mineralizatsii v arkheiskikh i paleoproterozoiskikh kompleksakh Karelii [Isotopic geochemistry and geochronology of gold ore mineralization in the Archean and Paleoproterozoic complexes of Karelia]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. Moscow, 2008. 20 p.

Lyakishev N. P., Bannykh O. A., Rokhlin N. R. et al. Diagrammy sostoyaniya dvoynykh metallicheskh sistem. Spravochnik v 3 t. [Diagrams of binary metallic systems. Reference book in 3 volumes]. Moscow: Mashinostroenie, 1996. Vol. 1. 992 p.

Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [Paleoproterozoic Onega structure (geology, tectonics,

deep structure and mineralogeny]. Eds L. V. Glushanin, N. V. Sharov, V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 431 p.

Popov V. E. Genezis vulkanogenno-osadochnykh mestorozhdenii i ikh prognoznaya otsenka [Genesis of volcanogenic-sedimentary deposits and their forecast evaluation]. Leningrad: Nauka, 1991. 287 p.

Robonen V. I., Rybakov S. I., Ruchkin G. V. i dr. Ser-nokolchedannye mestorozhdeniya Karelii (geologiya, metamorfizm, genezis) [Pyrite deposits of Karelia (geology, metamorphism, genesis]. Leningrad: Nauka, 1978. 192 p.

Ruch'ev A. M. Strukturnye osobennosti razvedoch-nogo uchastka i otnositel'nyi vozrast zolotorudnogo mestorozhdeniya Pedrolampi [Structural characteristics of the exploring area and relative age of the Pedrolam-pi gold ore deposit]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Useful Minerals of Karelia]. Petroza-vodsk: KarRC of RAS, 2011. Iss. 14. P. 92–112.

Rybakov S. I., Svetova A. I. Konkretionnye alyu-mokremnistye porody v razrezakh osadochno-vulkano-gennykh formatsii arkheiskikh zelenokamennykh poya-sov Karelii [Concretionary alumo-siliceous rocks in sec-tions of volcanosedimentary formations of the Archean greenstone belts of Karelia]. Konkretsii dokembriya [Concretions of the Precambrian]. Leningrad, 1989. P. 199–207.

Svetov S. A. Magmaticheskie sistemy zony pere-khoda okean-kontinent v arkhee vostochnoi chasti Fen-noskandinavskogo shchita [Magmatic systems in the ocean-continent transition zone in the Archean of the eastern Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 230 p.

Svetov S. A., Medvedev P. V. Mezoarkheiskie khe-mogennye silitsity – unikal'naya sreda sokhrannosti ran-nei zhizni [Chemically precipitated siliceous rocks of Me-soarchean age – a unique environment for preservation of the early life traces]. *Litosfera [Lithosphere]*. 2013. No. 6. P. 3–13.

Svetov S. A., Svetova A. I. Arkheiskaya subduksiya: markernye porodnye assotsiatsii i arkhitektura [Archean subduction: marker rock assemblages and architec-ture]. Geologiya Karelii ot arkheya do nashikh dnei: ma-terialy konf. [Geology of Karelia from the Archean to the present days: conference proceedings]. Petrozavodsk, 2011. P. 22–32.

Svetov S. A., Svetova A. I. RZE sistematika verkh-nearkheiskikh osadochnykh paragenetov Tsentral'noi Karelii [The REE systematics of upper Archean sedi-mentary assemblages in Central Karelia]. *Doklady RAN [Dokl. Earth Sci.]*. 2004. Vol. 394, no. 3. P. 393–398.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Mikhailova A. I., Rybnikova Z. P., Para-monov A. S., Utitsina V. L., Kolodei V. S., Ekhova M. V. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: the method and accuracy estimation in the case study of early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N., Antropo-va E. A. Neoarkheiskie pull-apart basseiny Tsentral'no-Karel'skogo terreina: porodnye posledovatel'nosti i lito-geokhimicheskaya kharakteristika [The Neoarchean pull-apart basins of the Central Karelian terrain: rock sequences and lithogeochemical characteristics]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Useful Minerals of Karelia]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. Iss. 8. P. 5–16.

Svetova A. I. Arkheiskii vulkanizm Vedlozersko-Sego-zerskogo zelenokamennogo poyasa Karelii [Archean vol-canism in the Vedlozero-Segozero greenstone belt, Cen-tral Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1988. 148 p.

Svetova A. I., Rybakov S. I. Geologicheskaya eks-kursiya po marshrutu: g. Petrozavodsk – der. Koikary – g. Petrozavodsk [Geological guided tour: Petroza-vodsk – Koikary vil. – Petrozavodsk]. Putevoditel' geolo-gicheskikh ekskursii po Karelii [Guidebook of geological guided tours in Karelia]. Petrozavodsk, 1987. P. 28–37.

Sivaev V. V., Goroshko A. F. et al. Otchet o grup-povoi geologicheskoi s'emke i geologicheskomu doi-zucheniyu masshtaba 1:50000 severo-zapadnogo kryla Onezhskoi mul'dy i ee obramleniya, provedennykh v 1978–1982 gg. (Tsentral'naya Kareliya) [Records of the large-scale geological survey and additional geological appraisal (1:50000 scale) of the North-Western part of the Omega trough and its framing performed in 1978–1982, Central Karelia]. Petrozavodsk, 1983. Fondy KGE [Karelian Geological Expedition Archive].

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibiko-va E. V., Balaganskii V. V., Sor'onen-Vard P., Volo-dichev O. I., Shchipanskii A. A., Svetov S. A., Che-kulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geodi-namicheskie obstanovki [The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic Settings]. *Geotektonika [Geotectonics]*. 2006. No. 6. P. 1–29.

Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [Precambrian stratigraphy of Karelia. Reference section of Upper Archean depo-sits]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1992. 190 p.

Talantsev A. S. Utochnenie diagrammy dolomit-kal'tsitovogo geotermobarometra [Revision of the do-lomite-calcite geotermobarometer diagram]. *Geokhi-miya [Geochemistry]*. 1978. No. 2. P. 206–216.

Teilor S. R., Mak-Lennan S. M. Kontinental'naya kora, ee sostav i evolyutsiya [The continental crust: its composition and evolution]. Moscow: Mir, 1988. 384 p.

Anovitz L. M., Essene E. J. Phase Equilibria in the System  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ . *Journal of Petrology*. 1987. Vol. 28, part. 2. P. 389–414.

Balabin A. I., Sack R. O. Thermodynamics of (Zn, Fe) S sphalerite. A CVM approach with large basis clusters. *Mineralogical Magazine*. 2000, Vol. 64 (5). P. 923–943.

Caritat P., Hutcheon L., Walshe J. L. Chlorite geo-thermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*. 1993. Vol. 41, no. 2. P. 219–239.

Craig J. R., Barton P. B. Thermochemical approxi-mations for sulfosalts. 1973. No. 68. P. 493–506.

Dempster T. J., Martin J. C., Shipton Z. K. Zircon dissolution in a ductile shear zone, Monte Rosa granite gneiss, northern Italy. *Mineralogical Magazine*. 2008. Vol. 72 (4). P. 971–986.

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

*Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., Robert F.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. 1998. Vol. 13. P. 7–27.

*Hoskin P. W. O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Vol. 69, no. 3. P. 637–648.

*Kitakaze A., Sugaki A., Iton H., Komatsu R.* Revision of phase relations in the system Fe-Ni-S from 650 °C to 450 °C. *The Canadian Mineralogist*. 2011. Vol. 49. P. 1687–1710.

*Klemm D. D.* Synthesen und Analysen in den Dreiecks diagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub>. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen*. 1965. No. 103. P. 205–255.

*Kretschmar U., Scott S. D.* Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canad. Mineralogist*. 1976. Vol. 14. P. 364–386.

*Marsha J. H., Gerbi C. C., Culshaw N. G., Johnson S. E., Woodenc J. L., Clark C.* Using zircon U-Pb ages and trace element chemistry to constrain the timing of metamorphic events, pegmatite dike emplacement, and shearing in the southern Parry Sound domain, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*. 2012. Vol. 192–195. P. 142–165.

*Schaltegger U.* Hydrothermal zircon. *Elements*. 2007. February. P. 51–79.

*Shikazono N.* A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid implications from epithermal Au-Ag vein-type deposits in Japan. *Econ. Geol.* 1985. Vol. 80, no. 5. P. 1415–1424.

*Skinner B. J., Luee F. D., Makovicky E.* Studies of the sulfosalts of copper. III. Phases and phase relations in the system Cu-Sb-S. *Econ. Geol.* 1972. Vol. 67. P. 924–938.

*Stumpel E. F., Rucklidge J.* New data on natural phases in the system Ag-Te. *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53. P. 1513–1522.

*Sun S. S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders A. D. and Norry M. J. (Editors), Geological Society of London, London. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

*Toulmin P., Barton P. B., Wiggins L. B.* Commentary on the sphalerite geobarometer. *Amer. Miner.* 1991. Vol. 76. P. 1038–1051.

*Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Received April 14, 2016

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Светов Сергей Анатольевич

зам. директора по научным вопросам, д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru

### Ивашенко Василий Иванович

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: ivashche@krc.karelia.ru

### Рыбникова Зоя Павловна

аспирант  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: zoya\_rybnikova@mail.ru

### Гоголев Максим Александрович

младший научный сотрудник  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: mag-333@mail.ru  
тел.: (8142) 782753

## CONTRIBUTORS:

### Svetov, Sergey

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

### Ivashchenko, Vasily

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: ivashche@krc.karelia.ru

### Rybnikova, Zoya

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: zoya\_rybnikova@mail.ru

### Gogolev, Maksim

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: mag-333@mail.ru  
tel.: (8142) 782753



**Назарова Татьяна Николаевна**

научный сотрудник

Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910

эл. почта: geoweb@krc.karelia.ru

**Nazarova, Tat'yana**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences

11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: geoweb@krc.karelia.ru