

# Состав и условия формирования благороднометалльных руд Койкарско-Святнаволоцкого силла (Республика Карелия)

С. В. Петров<sup>1,2</sup>, А. П. Бороздин<sup>1</sup>, И. Л. Олейник<sup>3</sup>, И. П. Тарасова<sup>2</sup>,  
И. К. Котова<sup>2</sup>, С. Р. Котов<sup>4</sup>, Ю. С. Шелухина<sup>1,2</sup>, О. С. Колушева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Лаборатория изучения минерального сырья,

Российская Федерация, 199106, Санкт-Петербург, 24-я линия В. О., 3–7

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет,

Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

<sup>3</sup> Полиметалл,

Российская Федерация, 198216, Санкт-Петербург, пр. Народного Ополчения, 2

<sup>4</sup> ВНИИОкеангеология,

Российская Федерация, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1

**Для цитирования:** Петров, С. В., Бороздин, А. П., Олейник, И. Л., Тарасова, И. П., Котова, И. К., Котов, С. Р., Шелухина, Ю. С., Колушева, О. С. (2023). Состав и условия формирования благороднометалльных руд Койкарско-Святнаволоцкого силла (Республика Карелия). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 68 (2), 235–264. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.203>

К Койкарско-Святнаволоцкому силлу приурочено железорудное месторождение Викша, где в составе рудных тел, помимо главных компонентов — железа и титана, присутствуют золото, платина, палладий. Цель авторов предлагаемой публикации — определить тип и закономерности проявления благороднометалльного оруденения в габбро-долеритах Койкарско-Святнаволоцкого силла, рассмотреть механизмы накопления и локализации благородных металлов в рудных телах. Неоднократное появление в разрезе интрузива ассоциации двух контрастных по составу разновидностей пород (высокожелезистых — титаномагнетитовых габбро-долеритов, и высококремнистых — гранофиров), а также выявленные петрографические, петрохимические и геохимические закономерности позволяют рассматривать в качестве механизма формирования рудных титаномагнетитовых горизонтов жидкостное расслоение магматического расплава (ликвацию). Эта жидкостная несмешиваемость привела к накоплению благородных металлов в высокожелезистом флюидизированном ликвате в соответствии с коэффициентами распределения благородных металлов между силикатным и оксидным расплавами и между расплавом и флюидом. Установлена приуроченность благороднометалльной минерализации к сульфидным, кобальтин-борнит-халькопиритовым, скоплениям в рудных титаномагнетитовых горизонтах, что соответствует малосульфидному благороднометалльному типу оруденения. Благороднометалльное оруденение представлено как собственными минеральными формами (арсениды, сульфоарсениды, антимониды и интерметаллиды металлов платиновой группы, теллуриды золота и серебра, электрум, самородное золото), так и изоморфными примесями в борните и кобальтине. Показана связь формирования минералов-носителей благородных металлов с процессом хлоритизации на фоне преобразования протолитного титаномагнетита. Предложена модель концентрирования благородных металлов из базальтоидного расплава в несколько стадий: обогащение благородными металлами флюидизированного высокожелезистого рудного ликвата; их накопление в остаточном

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2023

флюиде и в сульфидной жидкости при кристаллизации рудного ликвата; их частичное поступление в гидротермальный раствор при остывании флюида и при гидротермальном метасоматозе более ранних кристаллизатов. Локализация благородных металлов происходила по мере охлаждения остаточного флюида, вследствие разрушения комплексных хлоридных и сульфидных соединений с благородными и цветными металлами и кристаллизации сульфидно-благороднометалльного парагенезиса в пределах рудных горизонтов.

*Ключевые слова:* железорудные габбро-долериты, месторождение Викша, малосульфидный благороднометалльный тип оруденения, модель концентрирования и локализации благородных металлов.

## 1. Введение

Койкарско-Святнаволоцкий силл, наряду с Пудожгорским силлом и другими габбро-долеритовыми интрузиями Республики Карелия, рассматривается в составе ванадий-железо-титановой сульфидно-оксидной рудной формации в базитах, проявленной в Онежско-Белозерской минерагенической зоне (Михайлова и Аминова, 2005). Характерной чертой этой формации является комплексный состав руд с обязательным присутствием металлов платиновой группы и золота. Первые данные о платиноносности титаномagnetитовых руд этих габбро-долеритовых интрузий получены в 1983 г. Н.Н. Трофимовым (Трофимов и Голубев, 2008), первые характеристики минералов благородных металлов (БМ) в этих интрузивах даны в 1995 г. Е.Л. Серебровой (Сереброва и др., 1995). Благороднометалльную минерализацию пространственно и генетически связывают с медно-сульфидной минерализацией (Трофимов, 1995; Трофимов и Голубев, 1996; Голубев и др., 2001; Иващенко и Голубев, 2011). Промышленная значимость этих руд рассмотрена в работе (Корнеев и др., 2019).

К указанному силлу приурочено комплексное благороднометалльно-титаномagnetитовое месторождение Викша с рудным горизонтом протяженностью не менее 17 км, где в составе рудных тел, помимо главных компонентов — железа и титана, присутствуют золото, платина, палладий (Михайлова и Аминова, 2005).

Цель авторов предлагаемой публикации — определить тип и закономерности проявления благороднометалльного оруденения в габбро-долеритах Койкарско-Святнаволоцкого силла, рассмотреть механизмы накопления и локализации БМ в рудных телах.

## 2. Методы исследования

Материалом для проведения исследований послужили данные поисково-разведочных работ, проводимых ООО «Семченское золото» в пределах Койкарско-Святнаволоцкого силла в 2012–2015 гг. Каменный материал был отобран с разных интервалов скважин, пробуренных на разных участках массива (участки Викша, Кенти, Шарги).

Для определения химического состава были подготовлены навески руды, измельченной до крупности -1+0 мм, а затем истертой до аналитической крупности. Химический анализ выполнен в ООО «Стюарт Геокемикал энд Эссей» методом сплавления с метаборатом лития с последующим определением основных элементов методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой. Потери при прокаливании определены по гравиметрической методике. Ста-

тистическая обработка массива химико-аналитических данных выполнена с применением программы Statistica.

Определение микроэлементов произведено масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICPMS) в лаборатории спектральных методов анализа ЗАО «Центр исследования и контроля воды» на масс-спектрометре Agilent 7500 с методами полного кислотного вскрытия и вскрытия царской водкой.

Данные по содержанию БМ в пробах по разрезу четырех скважин (всего 76 проб), предоставленные ООО «Семченское золото», получены в пробирной лаборатории ЗАО РАЦ «Механобр Инжиниринг Аналит» под руководством кандидата химических наук Л. А. Ушинской.

Петрографическими и минераграфическими оптическими методами изучена представительная коллекция, которую составили 120 образцов, из них изготовлены 200 прозрачных и полированных препаратов.

Электронномикроскопические исследования выполнены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН) при ускоряющем напряжении 10–15 кВ, ток 10–20 нА. Расчет содержаний элементов выполнялся методом ZAF-коррекции, эталоны — чистые металлы, сульфиды, оксиды элементов. Для детального исследования состава минералов платиновой группы было проведено флотационное обогащение. Изучение минеральных концентратов проводилось с использованием электронного микроскопа FEI Quanta 600 FEG с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром EDAX Apollo и с программным обеспечением MLA 3.1. Для улучшения пространственного разрешения поиск минералов БМ осуществлялся при ускоряющем напряжении 15 кВ. Поиск проводился с помощью программного обеспечения MLA по методике SPL-GXMAP (Sparse Phase Liberation Grain X-Ray Mapping).

### 3. Состав и строение интрузива

Койкарско-Святнаволоцкий и Пудожгорский силлы — одни из наиболее крупных базальтоидных гипабиссальных интрузивов, проявившихся в связи с развитием нижнепротерозойского рифтогенного Онежского прогиба. Онежская структура закладывалась на архейском гранито-гнейсовом фундаменте и выполнена вулканогенно-осадочными толщами карельского комплекса нижнего протерозоя.

Койкарско-Святнаволоцкий силл располагается в западном борту Онежского прогиба, а Пудожгорский — в восточном (Иващенко и Голубев, 2011; Трофимов и Голубев, 2008).

Строение силлов очень похоже: это мощные, не менее 250–300 м, и обширные по площади (около 100 км<sup>2</sup>) пластовые интрузии, внедрявшиеся в терригенно-карбонатные породы ятулийского надгоризонта нижнего протерозоя. Результаты изотопного датирования цирконов из массивов показали идентичные датировки: для Койкарско-Святнаволоцкого силла  $1983.4 \pm 6.5$  млн лет, а для Пудожгорского —  $1984 \pm 8$  млн лет (Филиппов и др., 2007).

В Койкарско-Святнаволоцком силле складчатая структура вмещающих пород обуславливает сложную морфологию тела: интрузивный пласт в целом повторяет синклинальные и антиклинальные формы линейных складок северо-восточного простирания; на северо-востоке площади, на участках замыкания линейных

складок, проявлены брахиформные структуры. В поперечном разрезе выявляется асимметричное строение складок (рис. 1) с чередованием пологих и субвертикальных крыльев (углы падения 25–30° и до 85° соответственно).

Пластовый интрузив сложен высокожелезистыми титаномагнетитовыми габбро-долеритами: массовая доля оксидов железа в породах — около 20%. В вертикальном разрезе выделяются рудные горизонты, обогащенные титаномагнетитом, а также зоны с многочисленными локальными проявлениями гранофилов, сложенных графическими сростаниями кварца с калиевым полевым шпатом (ортоклазом). Зоны с гранофировой и такситовой структурами в пределах изучаемых силлов, как правило, занимают под- и надрудное положение (Трофимов и Голубев, 2008).

Все породы интрузива подверглись региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. При микроскопических исследованиях выявляются метасоматические минералы: хлорит, актинолит, эпидот, турмалин. В результате аутометасоматических и метаморфических преобразований основная масса протолитных магматических плагиоклазов и пироксенов в значительной степени замещена альбитом, серицитом, эпидотом, хлоритом и амфиболом. Реликты основного плагиоклаза (лабрадора) фиксируются только в редких случаях.

В верхней части разреза в отдельных образцах широко проявлены калишпат-альбитовые метасоматиты и кварц-калишпатовые поздние прожилки, несущие сульфидную минерализацию.

#### **4. Рудные горизонты: локализация, состав и строение, формирование рудно-минеральных парагенезисов**

В вертикальном разрезе пластовой интрузии выделено два рудных горизонта — нижний и верхний (рис. 2), каждый мощностью около 10 м. Они сложены титаномагнетитовыми габбро-долеритами с содержанием рудной фазы от 15 до 45%.

Для подрудных габбро-долеритов характерно присутствие гранофилов (рис. 2). Они отмечаются практически по всему разрезу нижнего подрудного уровня (почти 50 м мощности): первый раз появляются над зоной закалки по границе с доломитами и далее отмечаются вплоть до подошвы нижнего рудного горизонта. В подошве верхнего рудного горизонта выделено две гранофировые зоны мощностью 10–12 м с интервалом между ними около 15 м. Гранофировые зоны мощностью 3–5 м отмечены и в верхней части разреза, одна из них сопрягается с верхней границей верхнего рудного горизонта.

Габбро-долериты рудных горизонтов интенсивно хлоритизированы. Минеральный состав этих пород соответствует хлоритизированным метагаббро-долеритам, хлоритизированным и эпидотизированным метагаббро-долеритам и альбит-хлоритовым метасоматитам. Совпадение интервалов интенсивного развития хлоритовых метасоматитов с достаточно мощными (от 5–7 м) титаномагнетитовыми зонами — характерная особенность разреза интрузива.

Подошва рудных горизонтов отчетливо фиксируется по скачкообразному увеличению массовой доли оксида железа (с 20 до 25–30%) и оксида титана (до 5.5–6%) при одновременном снижении доли кремнезема до 35–30% (рис. 2). В нижних частях горизонтов по сравнению с верхними в полтора раза выше содержание сидерофильных кобальта (до 100 г/т) и никеля (до 260 г/т).

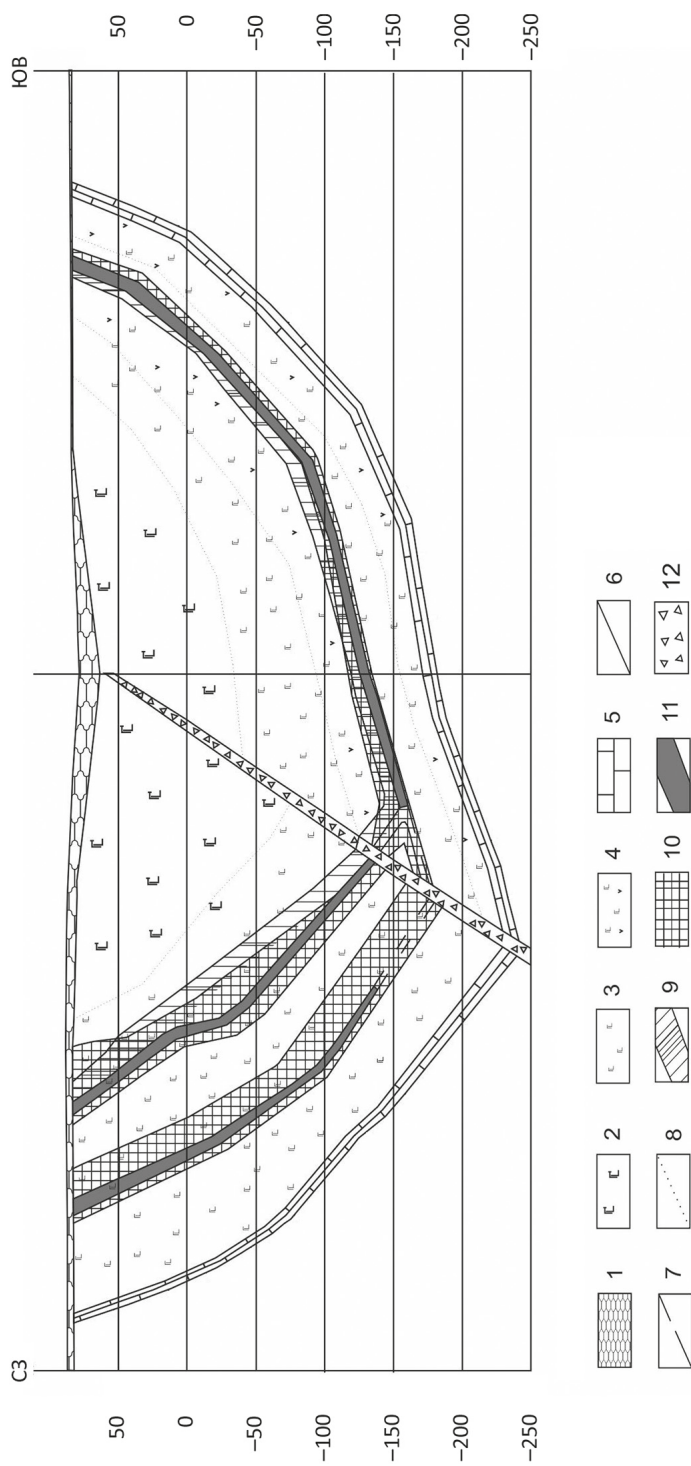


Рис. 1. Схематичный разрез юго-восточной части Койкарского силла:

1 — четвертичные отложения; 2 — габбродолерит лейкократовый крупнозернистый; 3 — габбродолерит меланократовый среднезернистый; 4 — габбродолерит меланократовый афанитовый; 5 — карбонатные породы; 6 — геологическая граница устойчивая; 7 — геологическая граница предполагаемая; 8 — фациальные границы между разновидностями пород; 9 — зона повышенных содержаний меди; 10 — зона повышенной магнитной восприимчивости пород; 11 — зоны с блатороднометалльным оруденением; 12 — поздняя дайка

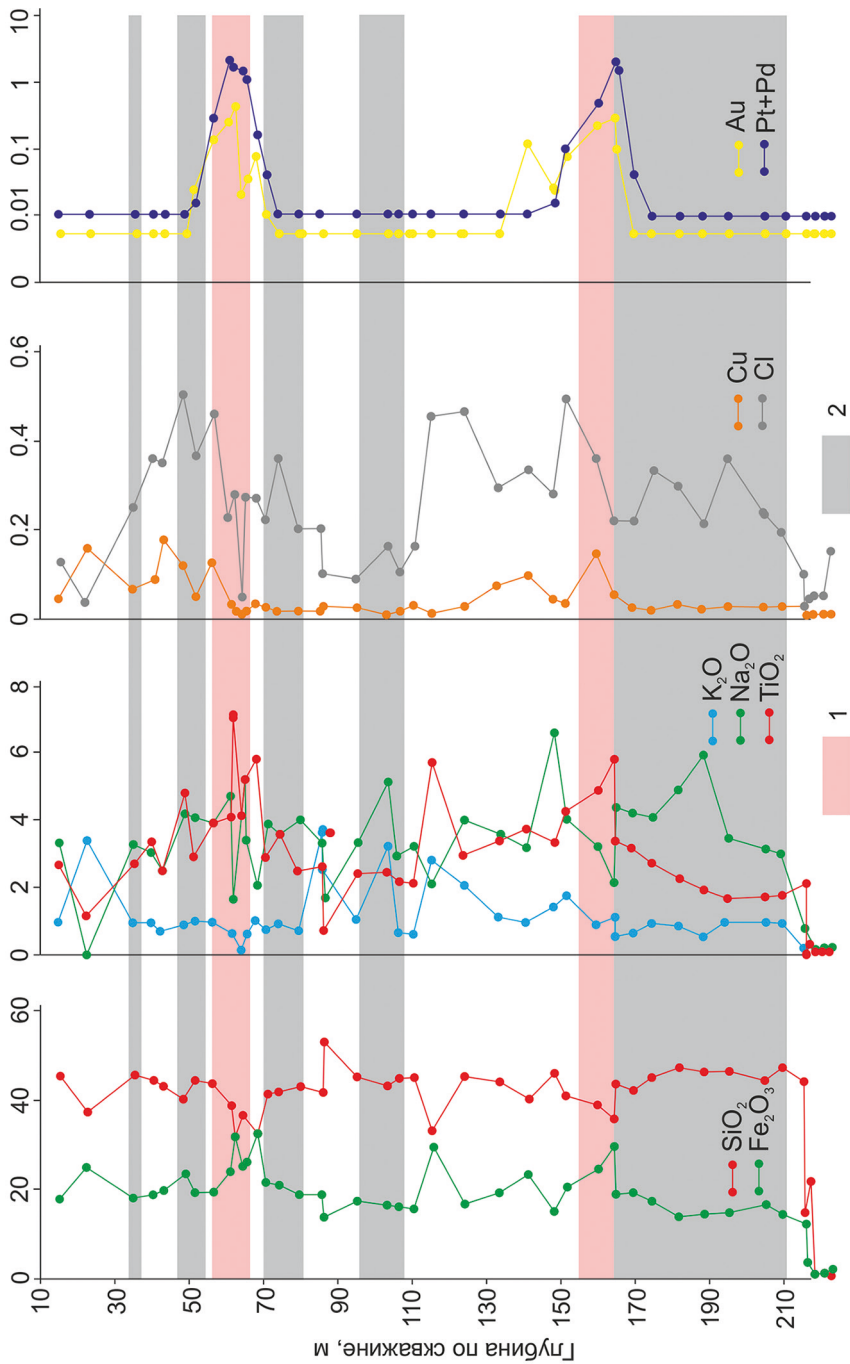


Рис. 2. Изменение химического состава пород по разрезу Койкарского шилла в районе месторождения Викша (скв. 542):

1 — положение рудосодержащих благороднометалльных слоев в структуре верхнего и нижнего рудных горизонтов (по борту 2 г/т условного палладия); 2 — положение зон с гранофирами. Содержания оксидов элементов, меди и хлора приведены в масс. %, благородных металлов — в г/т

Таблица 1. Парагенетические ассоциации и последовательность рудного минералообразования

Минерал	Парагенетическая ассоциация				
	Титано-магнетитовая	Ильменит-магнетитовая	Магнетит-полисульфидно-благороднометаллическая	Низкотемпературная	Гипергенная
Магнетит-1	_____				
Ильменит-1	_____				
Ильменит-2		_____			
Магнетит-2		_____			
Магнетит-3			_____		
Пирит			_____		
Пирротин			_____		
Сфалерит			_____		
Халькопирит-1			_____		
Халькопирит-2			_____		
Борнит			_____		
Кобальтин, линнеит, карролит			_____		
Клаусталит, галенит			_____		
Самородное золото			_____		
Минералы ЭПГ			_____		
Халькозин				_____	
Ковеллин				_____	
Рутил				_____	
Титанит				_____	
Гематит				_____	
Гидрогематит					_____

Для верхних частей рудных горизонтов отмечается возрастание содержания меди до 0.15–0.2 масс. % (так называемый «медный слой»); от подошвы к кровле горизонтов повышается массовая доля хлора (с 0.25 до 0.4–0.5 %), а содержание железа и титана постепенно падает (рис. 2), при этом уменьшается доля закисного железа и увеличивается отношение литофильного титана к железу общему.

Рудная минерализация представлена оксидами и сульфидами. Для оксидных минералов характерно густокрапленое распределение в породе, для сульфидов — рассеянное, гнездовое и прожилковое. Рудная минерализация породного парагенезиса последовательно сменяется тремя стадиями постмагматического минералообразования (табл. 1).

Магнетит и ильменит первой генерации образуют структуры распада протолитной титаномагнетитовой фазы и составляют до 90 % объема всей рудной минерализации. Размеры титаномагнетитовых зерен варьируют от 1 до 3 мм. Формы выделений протолитной титаномагнетитовой фазы представлены одиночными идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами или их срастаниями (рис. 3). В результате распада титаномагнетитовой фазы сформировалась решетчатая паркетная структура, обусловленная взаимопрорастаниями закономерно ориентиро-

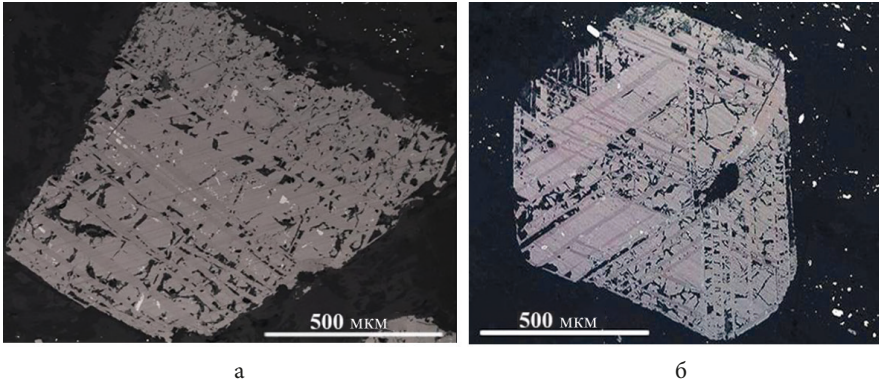


Рис. 3. Реликты одиночных кристаллов протолитной титаномагнетитовой фазы: а — скв. 10916; б — скв. 10917 (более темные участки и балки — ильменит-1, светлая матрица — магнетит-1, яркие белые включения — сульфиды меди). Отраженный свет, без анализатора

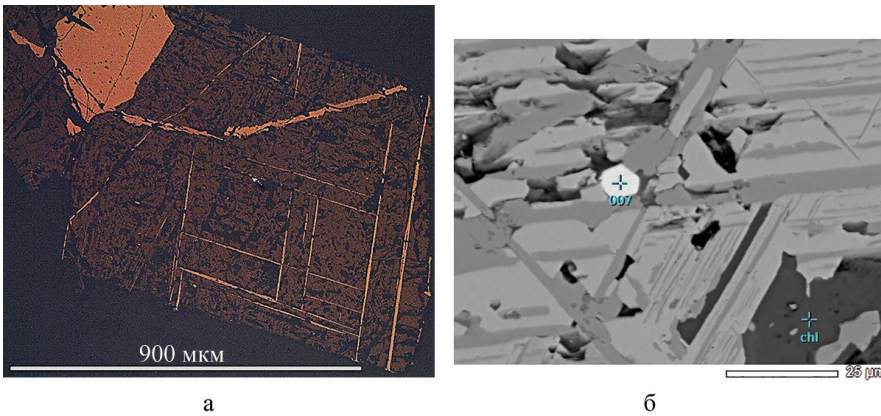


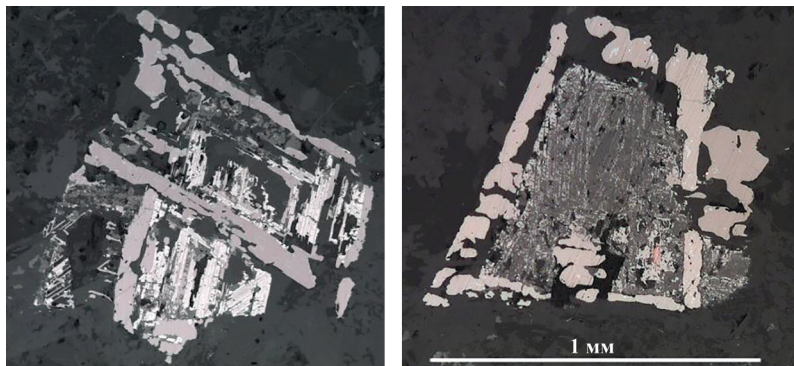
Рис. 4. Соотношение магнетита-1 и ильменита-1 в распавшейся титаномагнетитовой фазе:

а — по результатам магнитной порошковой дифракции, отраженный свет, без анализатора (темное — магнетит-1, светлые пластины — ильменит-1); б — BSE изображение (ильменит-1 — темные, разноориентированные участки, магнетит-1 — светлая матрица; кристалл белого цвета — борнит)

ванных тончайших (иногда нанометровых) пластин ильменита-1 по направлениям отдельности в магнетите-1 (рис. 4).

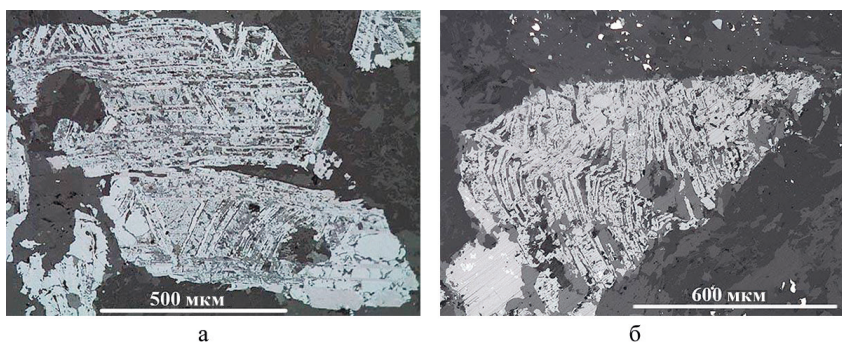
В процессе объемной перекристаллизации железо-титановых шпинелей первого парагенезиса возникают магнетит и ильменит второй генерации. Размеры выделений колеблются в широких пределах — от 10–50 мкм до 2 мм. Наблюдаются как минимум четыре морфологические разновидности ильменита-2: самостоятельные крупные выделения; краевые каймы вокруг зерен титаномагнетита; «балки», возникшие путем укрупнения микропластин ильменита-1; мirmekитоподобные краевые зоны зерен титаномагнетита (рис. 5). Магнетит-2 формируется в процессе интенсивного замещения титаномагнетитовой фазы ильменитом-2.





а б  
Рис. 5. Формы выделений ильменита-2:

а — пластинчатые выделения в объеме разрушенных магнетит-ильменитовых кристаллов более раннего парагенезиса; б — кайма ильменита-2 вокруг зерна протолитного титаномагнетита. Отраженный свет, без анализатора



а б  
Рис. 6. Характер деформаций зерен шпинели:

а — результаты динамических воздействий, приводящих к смятию, «перекручиванию», а затем и к разламыванию выделений минералов, отраженный свет, без анализатора; б — пластические деформации ильменита-1 и 2. Яркие включения — зерна сульфидных минералов; изображения BSE

Появление третьего, продуктивного, парагенезиса (см. табл. 1) предварялось деформациями с брекчированием или изгибанием кристаллов шпинели (рис. 6). Деформациям подверглись ильмениты обеих генераций.

«Открывает» минеральный ряд третьего парагенезиса манетит-3, который образует рассеянную вкрапленность микрокристаллов и крупные агрегатные скопления в виде прожилков. Фиксируется постоянная приуроченность магнетита-3 к скоплениям эпидота, актинолита, альбита. Здесь же, в ассоциации с магнетитом-3, отмечаются и сульфиды третьего парагенезиса (халькопирит, борнит, пирит). Они локализуются в зонах трещиноватости и по отдельности разрушающегося титаномагнетита, а также в виде массивных выделений и зерна ильменита-2 и по отдельности в магнетите-1 (рис. 7).

Содержание сульфидных минералов в рудных интервалах варьирует от долей до 2–5%. Часть сульфидов, входящих в этот парагенезис, образует рассеянную мелкозернистую или же «облачную» вкрапленность, состоящую из частиц размерами

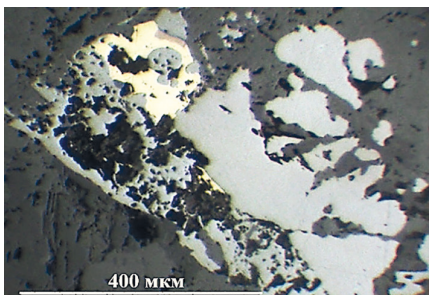
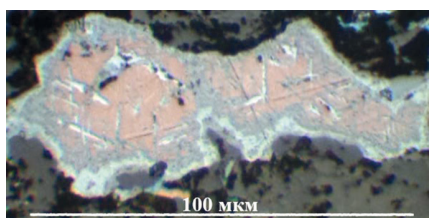
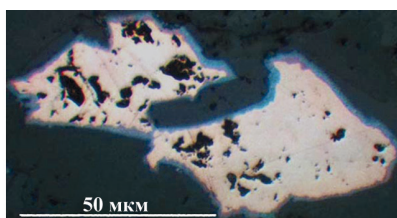


Рис. 7. Развитие пирита и борнита в ассоциации с массивными выделениями измененного титаномагнетита. Отраженный свет, без анализатора



а



б

Рис. 8. Замещение борнита поздними сульфидами меди:

а — развитие халькозина по микротрещинам и краям борнита; б — ковеллиновая кайма замещения борнита. Отраженный свет, без анализатора

в несколько микрометров. Пирит открывает сульфидное минералообразование третьего парагенезиса. Минерал наблюдается в виде редких, рассеянных, одиночных кристаллов или их скоплений. По микротрещинам в пирите развиваются сфалерит, халькопирит-2 и борнит.

Халькопирит-1 встречается крайне редко в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите. Возникает в процессе очищения последнего от микропримеси меди.

Халькопирит-2 распространен в большей степени, чем все остальные сульфидные минералы. Он образует самостоятельные зерна размером от 1–5 до 100–270 мкм, средне- и крупнозернистые мономинеральные агрегаты, отмечается в виде удлиненных микроскопических выделений по направлениям спайности в плагиоклазе и биотите, где часто ассоциирует с борнитом, который пересекает халькопирит-2 и обрастает его по краям. Борнит-халькопиритовые выделения часто встречаются в преобразованных кристаллах титаномагнетитовой фазы.

Важно отметить, что в рудных парагенезисах третьего этапа минералообразования участвуют нерудные минералы — эпидот, альбит, амфибол, хлорит, биотит, апатит и кварц.

Появление четвертого парагенезиса предваряется и провоцируется еще одной стадией деформаций, сопровождающихся брекчированием ранее образованных минералов и развитием разнообразных прожилков.

Халькозин, ковеллин, рутил, титанит и гематит низкотемпературного четвертого парагенезиса корродируют и замещают ранее образованные минералы. Так, халькозин и ковеллин развиваются по микротрещинам и краям зерен борнита (рис. 8), изредка наблюдаются полные псевдоморфозы халькозина по борниту.

Гидрогематит пятого парагенезиса (гипергенного) развивается по трещинам в борните и в виде колломорфных образований в нерудной матрице.

## 5. Модель формирования рудных горизонтов

Неоднократное (ритмичное) проявление горизонтов рудных габбро-долеритов снизу вверх по разрезу Койкарского интрузива заставляет обратиться к гипотезам формирования ритмичной расслоенности в интрузивных телах. Существующие гипотезы появления такой расслоенности можно условно разделить на две группы (Котов и Котова, 2003): 1) последовательное снизу вверх приращение новых слоев преимущественно в режиме фракционной кристаллизации с послонной концентрацией кристаллизующихся фаз и с формированием направленного тренда в составе пород снизу вверх по разрезу интрузива; 2) образование слоев сразу во всем объеме магматической камеры вследствие ликвации расплава на две (или более) несмешивающихся жидкости, различающихся по составу, с послонным перераспределением ликвидировавшихся фаз.

При выборе модели формирования рудных горизонтов учитывались следующие факты:

- состав и структура рудных габбро-долеритов однозначно указывают на первично магматическое происхождение протолита;
- сходные по составу и строению рудные горизонты локализованы на разных уровнях разреза Койкарского силла;
- рудные горизонты ассоциируют с кварц-ортоклазовыми (гранофировыми) зонами, занимающими под- и надрудное положение;
- не выявлено единого направленного тренда в изменении состава пород снизу вверх по разрезу интрузива.

Неоднократное появление в разрезе Койкарского интрузива ассоциации двух контрастных по составу разновидностей пород (высокожелезистых — титаномагнетитовых габбро-долеритов и высококремнистых — гранофиров), а также перечисленные выше факты позволяют предполагать жидкостное расслоение магматического расплава (ликвацию) как механизм формирования рудных горизонтов.

Жидкостное расслоение как причина появления контрастно чередующихся гранофиров и высокожелезистых пород рассматривается многими исследователями: структуры, обусловленные жидкостной несмесимостью, были детально описаны в породах широко известного Скергаардского интрузива (Holness et al., 2011; Humphreys, 2011; Jakobsen et al., 2005; McBirney, 1975; McBirney and Nakamura, 1974), в породах расслоенных интрузивов Септ-Айлс в Канаде (Charlier et al., 2011) и Синьцзе на юго-западе Китая (Dong et al., 2013).

Несмесимость железистых и кремнистых расплавов рассматривается в качестве основной причины формирования железных руд вулкана Эль-Лако, где магнетит слагает покровные фации (Mungall et al., 2018; Velasco et al., 2016). Несмесимость богатого железом основного расплава и богатого калием кислого расплава показана для высокожелезистых и высокотитанистых лунных базальтов (Roedder and Weiblen, 1971).

Теоретическая возможность ликвации силикатных, оксидно-силикатных и сульфидно-силикатных систем обоснована Э. Рёддером (Рёддер, 1983). В ряде работ отмечается, что наличие области жидкостной несмесимости свойственно высокополимеризованным жидкостям (Bogaerts and Schmidt, 2006; Hess, 1977; Schmidt et al., 2006), каковыми являются магматические расплавы. Показано, что несмеси-

мость расплавов в широком диапазоне составов нередко обусловлена присутствием фазы, богатой летучими компонентами (Burnham, 1975).

Экспериментально показано, что развитие жидкостной несмесимости с формированием двух сосуществующих жидких фаз — железистой базальтоидной и кремнекислой риолитовой — происходит при достижении бинодали в результате фракционной кристаллизации толеитовых базальтов в широком диапазоне составов при температурах в интервале 1000–1020 °С и ниже (Charlier and Grove, 2012). При этом установлено, что несмешивающиеся расплавы с широким разделением составов образуются, если жидкость, достигающая бинодали, значительно обогащена кремнеземом или железом; показано, что обогащение кремнеземом может развиваться в процессе обеднения остаточного расплава железом вследствие ранней фракционной кристаллизации оксидов титана и железа. Наблюдаются резкие границы раздела двух несмешивающихся жидкостей (железистых и кремнистых стекол): глобулы одного состава обособливаются в жидкости другого состава.

При сопоставлении обозначенных выше экспериментальных данных с характеристиками Койкарского интрузива выявлены следующие факторы, указывающие на возможное развитие жидкостной несмесимости в процессе кристаллизации Койкарского интрузива:

- по содержанию железа и кремнезема габбро-долериты интрузива сопоставимы с толеитовым расплавом вблизи бинодали, а железорудные горизонты — с железистым расплавом, обособившимся в результате ликвации (табл. 2);

- ранняя кристаллизация титаномагнетитовой фазы в габбро-долеритах (см. табл. 1) приводит к обогащению остаточного расплава кремнеземом, что может способствовать возникновению жидкостной несмесимости;

- скачкообразное изменение содержаний железа и кремнезема на границе железорудного горизонта и рудовмещающих габбро-долеритов (см. рис. 2) может быть обусловлено резкой границей раздела двух несмешивающихся жидкостей — железистой и толеитовой над бинодалью;

- интенсивный поздне- и постмагматический метасоматоз рудных горизонтов свидетельствует о насыщенности протолитного расплава летучими компонентами, что является благоприятным фактором для ликвации.

С учетом экспериментальных данных в рамках рассматриваемой здесь модели можно полагать, что при формировании Койкарского интрузива ранняя фракционная кристаллизация оксидов титана и железа способствовала относительному обогащению кремнеземом остывающего базальтоидного расплава. При достижении поверхности бинодали (при температурах ниже 1020 °С) в расплаве обособились две несмешивающиеся жидкости — обогащенная летучими компонентами (Cl, H<sub>2</sub>O, S) высокожелезистая базальтоидная (21–34% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 30–40% SiO<sub>2</sub>, см. табл. 2) и высококремнистая риолитовая — которые сформировали отдельные изолированные слои в толще магматического расплава. Эффект перераспределения капель ликвирующих жидкостей с формированием отдельных горизонтальных слоев показан экспериментально на примере водно-солевых расплавов (Делицын и Мелентьев, 1979).

При остывании расплава слои «железистой жидкости» сформировали рудные титаномагнетитовые горизонты, а конечным продуктом кристаллизации высококремнистой жидкости стали кварц-калишпатовые гранофиры, сопряженные в разрезе интрузива с рудными горизонтами.

Таблица 2. Состав фаз в эксперименте по жидкостной несмесимости толеитовых базальтоидных расплавов в сравнении с составом пород Койкарской интрузии

Состав экспериментальных фаз (Charlier and Grove, 2012)								
Наименование образца	SI	M	I	S	SI	M	I	S
	SiO <sub>2</sub> , %				FeO, %			
Исходные образцы	55.2	54.9	50.0	45.7	11.7	14.4	14.8	17.3
Стекло (расплав) вблизи бинодали, после ранней фракционной кристаллизации (перед ликвацией)	60.4	57.4	48.6	51.7	9.78	15.1	21.0	17.1
Железистые стекла (расплав) после ликвации	33.4–42.1	36.9–46.5	43.5–49.5	49.9–51.7	23.1–30.6	21.8–25.8	21.8–27.6	18.2–19.4
Кремнистые стекла (расплав) после ликвации	60.4–72.6	63.8–74.8	62.4–76.2	63.6–66.8	3.79–10.3	3.79–10.8	4.27–12.5	7.77–9.14
Состав пород Койкарской интрузии								
	SiO <sub>2</sub> , %				Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %			
Титаномагнетитовые габбродериты	41–52.3				13–20			
Рудные габбродериты («железистые ликваты»)	30–40				21–34			
Гранофиры	Графические срастания кварца и ортоклаза							

Понижение температуры высокожелезистого основного расплава способствовало выделению твердой титаномагнетитовой фазы и последующему ее распаду на ильменит и магнетит. Титаномагнетитовый кристаллизат тонул в остывающем расплаве, образуя скопления у нижней границы железистого базальтоидного слоя. Вблизи верхней границы этого слоя накапливался остаточный флюидизированный расплав: здесь сера обособливалась в виде сульфидных капель, а хлор и вода обеспечивали окислительные условия. Тектонические подвижки на этом этапе привели к развитию пластических и хрупких деформаций кристаллических фаз. В результате остаточный флюидизированный расплав заполнил трещины спайности в шпинелевой фазе и сквозьминеральные трещины. В дальнейшем, при кристаллизации этого расплава, в верхних частях рудного слоя и в зонах трещиноватости формировались сульфиды, при этом остывающий флюид трансформировался в гидротермальный раствор, который обеспечивал аутометасоматоз с образованием магнетит(3)-сульфидных и эпидот-актинолит-хлоритовых парагенезисов.

Таблица 3. Температуры и давления протекания стадий метасоматического изменения рудовмещающих пород месторождения Викша

Параметры	Mag-Ilm	Pl-Amph	Bt	Chl
T, °C	920–950	Недостаточно данных	650	220–240
P, кбар	–		16	–

Имеющиеся данные позволили оценить температурный интервал развития обозначенных выше процессов. На сегодняшний день уже создано много минералогических термометров для определения термобарометрических условий застывания массивов основного состава: железотитановый ильменит-магнетитовый (Lindsley and Spencer, 1982), плагиоклаз-амфиболовый (Schmidt, 1992), биотитовый (Henry and Guidotti, 2002) и хлоритовый (Klein and Koppe, 2000). Оценка температур и давлений выполнена на основе обработки данных исследования химического состава минеральных парагенезисов, она показывает, что месторождение развивалось по классическому регрессивному тренду (Бабкина и Петров, 2016) (табл. 3). За магматической стадией, представленной магнетит-ильменитовым парагенезисом, следовали более низкотемпературные плагиоклаз-амфиболовая и биотитовая. Венчает процесс метасоматических изменений хлоритовый парагенезис — самый поздний, низкотемпературный и широко проявленный.

Предложенная здесь модель формирования рудных горизонтов дает возможность объяснить выявленные геологические и минералого-геохимические закономерности:

- неоднократное появление рудных горизонтов в разрезе и приуроченность именно к этим горизонтам интенсивного метасоматоза с формированием минералов, в состав которых входят летучие компоненты (хлорита, эпидота, актинолита, биотита, апатита);

- обогащенность железом и титаном (титаномагнетитом) нижних слоев обоих рудных горизонтов;

- сопряженность поздних рудных парагенезисов и вторичных хлорита, актинолита и пр.;

- повышенные содержания хлора и меди и более окислительные обстановки в верхних слоях обоих рудных горизонтов.

## 6. Состав и закономерности проявления благороднометалльной минерализации

В разрезе верхнего и нижнего рудных горизонтов выделяются три слоя, которым соответствуют три типа руд: верхний «медный» слой с благороднометалльно-малосульфидными рудами, промежуточный слой с благороднометалльно-титаномагнетитовыми рудами и нижний «титаномагнетитовый» слой с титаномагнетитовыми рудами с резко пониженным содержанием благородных металлов. Породы «промежуточного» слоя обоих рудных горизонтов хлоритизированы в наибольшей степени. В пределах промежуточного слоя верхнего рудного горизонта был дополнительно выделен интервал с повышенным содержанием сульфидов в прожил-

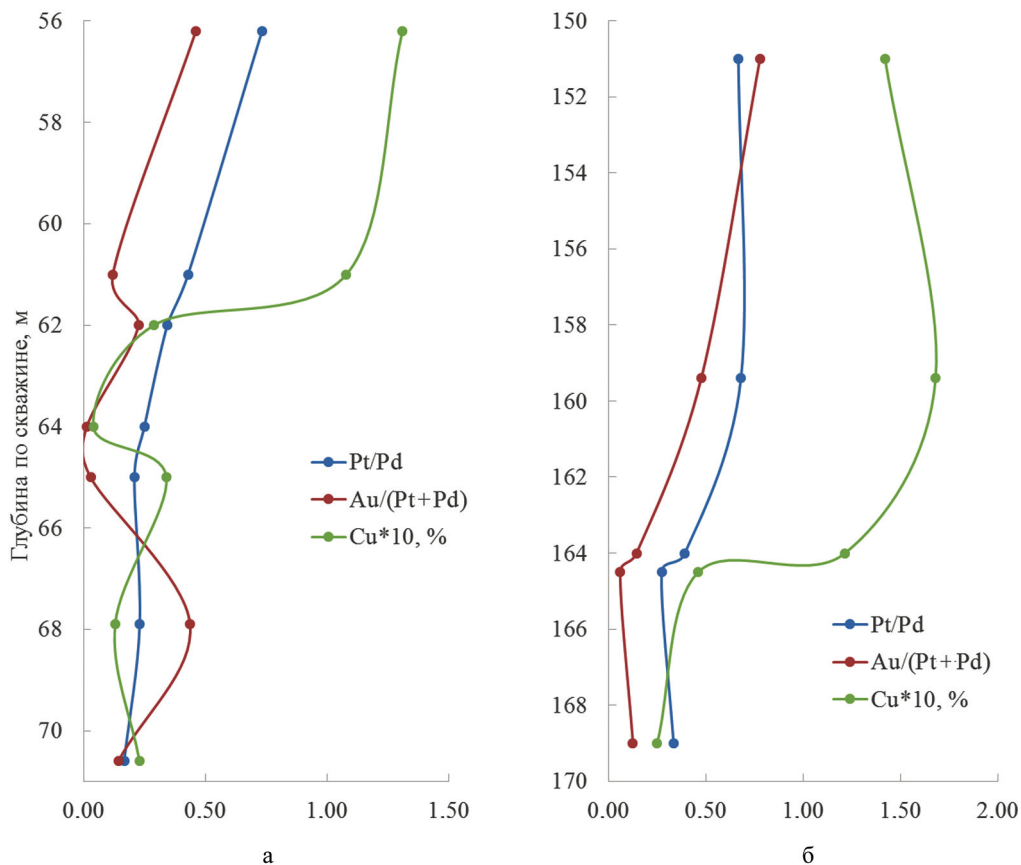


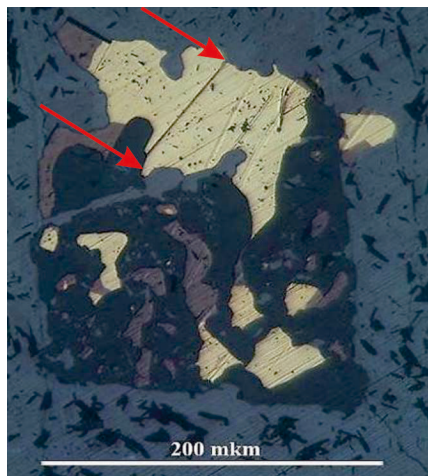
Рис. 9. Изменение отношений Pt/Pd и Au/(Pt+Pd) и концентрации Cu по разрезам рудных горизонтов:

а — верхний рудный горизонт; б — нижний рудный горизонт. Содержание меди увеличено на один порядок для приведения к единому масштабу горизонтальной оси. Пояснения к графикам — в тексте

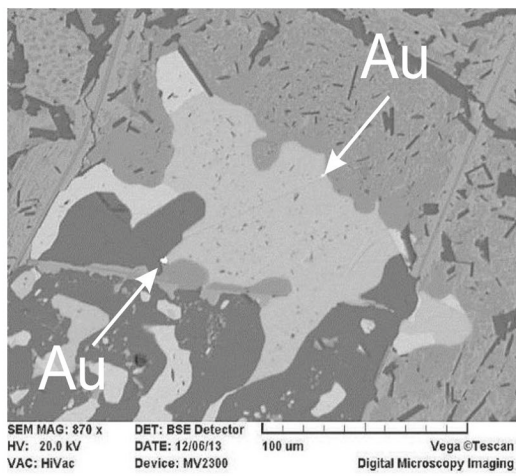
ках, наличие которых диагностировалось макроскопически. Положение границы между «титаномагнетитовыми» и «медным» слоями визуализируется по скачкообразному росту содержания меди снизу вверх по разрезу (см. рис. 2).

Дифференциацию благородных металлов по разрезу отражают коэффициенты Pt/Pd и Au/(Pt+Pd) (рис. 9). Закономерным является увеличение отношения Pt/Pd при переходе через границу «медного» и «титаномагнетитового» слоев (граничное значение Pt/Pd можно принять за 0.4). Кроме того, в верхних частях разреза рудных горизонтов вместе с медью начинает увеличиваться содержание золота и параллельно снижается содержание платиноидов. Таким образом, медь и золото ведут себя здесь скорее как классические халькофильные компоненты и занимают «промежуточное положение» в дифференцирующей системе между сидерофильными (здесь это Fe, Co, Ni, PGE) и литофильными (Si, Ti, F, Cl) элементами.

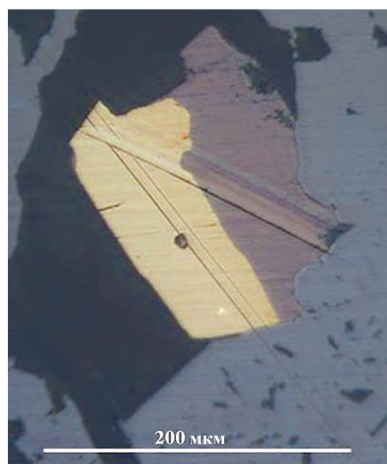
Благороднометалльная минерализация в составе третьего рудного парагенезиса представлена минералами металлов платиновой группы, самородным золотом и минералами серебра (см. табл. 1). Эти минералы кристаллизуются в завершаю-



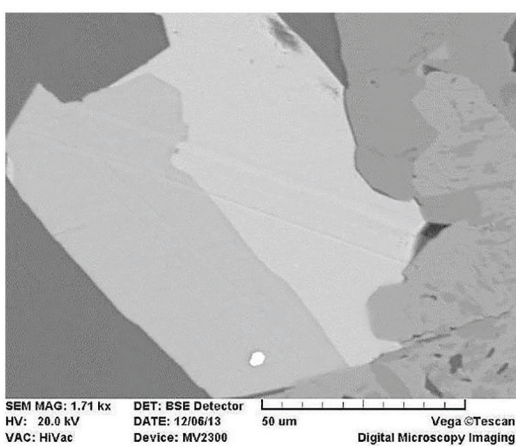
а



б



в



г

Рис. 10. Микроскопические выделения самородного золота:

а–б — на краю халькопиритового зерна (указаны стрелками), в отраженном свете без анализатора (а) и BSE изображение (б); в–г — включенные в халькопирит в сростании с борнитом, в отраженном свете с анализатором (в) и BSE изображение (г)

щую стадию формирования парагенезиса и концентрируются в краевых зонах зерен халькопирита, борнита, тиошпинели в ассоциации с хлоритом, эпидотом, актинолитом (рис. 10).

Минералами-носителями ЭПГ являются арсениды и сульфоарсениды платины и палладия, реже — антимониды палладия и интерметаллиды Pt-Rh. В общей сложности в составе благороднометалльной минерализации выявлено 23 минеральных вида (табл. 4). Диагностика минералов ЭПГ осуществлялась в полированных препаратах, здесь встречено 23 зерна 10 минеральных видов. Кроме того, исследованию методами MLA подвергались флотационные медно-сульфидные концентраты, в которых обнаружено 243 зерна 17 минеральных видов. В гравитационном концентрате присутствуют всего два зерна минералов ЭПГ.



Таблица 4. Минералы благороднометалльной ассоциации

Минералы	Формула	Кол-во зерен	Частота встречаемости, %	Площадь зерен, мкм <sup>2</sup>	Распределение, масс. %	Средний размер, мкм
Флотационные концентраты						
Арсенопалладинит	Pd <sub>8</sub> As <sub>3</sub>	44	18.11	536.6	23.25	3.5
Палладоарсенид	Pd <sub>2</sub> As	26	10.7	342.8	14.85	3.6
<i>Сперрилит</i>	PtAs <sub>2</sub>	37	15.23	291.3	12.98	2.8
Паларстанид	Pd <sub>5</sub> (Sn, As) <sub>2</sub>	26	10.7	241.8	12.09	3
<i>Самородное золото</i>	(Au, Ag)	43	17.7	165.7	10.35	2
Брэггит	(Pt, Pd, Ni)S	16	6.58	220.9	9.2	3.7
<i>Котульскит</i>	PdTe	24	9.88	171.3	5.92	2.7
Без названия	(Pt, Cu, Co) <sub>4</sub> S <sub>5</sub>	2	0.82	99.1	3.3	7
Атокит	Pd <sub>3</sub> Sn	6	2.47	46.4	2.88	2.8
Мертиит 1	Pd <sub>5</sub> (Sb, As) <sub>2</sub>	3	1.23	46.4	2.05	3.9
Куперит	PtS	2	0.82	31.5	1.25	4
Высоцкит	(Pd, Ni)S	6	2.47	29.3	0.82	2.2
Без названия	Pd <sub>2</sub> (Te, Sn)	1	0.41	12.4	0.62	3.5
Холлингвортит	(Rh, Pt, Pd)AsS	4	1.65	7.5	0.25	1.4
Без названия	Pd <sub>5</sub> (As <sub>1,4</sub> Te <sub>0,6</sub> )	1	0.41	3.2	0.14	1.8
<i>Меренскиит</i>	(Pd, Pt)Te <sub>2</sub>	1	0.41	1	0.03	1
Гессит	Ag <sub>2</sub> Te	1	0.41	0.7	0.02	0.8
Полированные шлифы						
Самородное золото	(Au, Ag)	6	26.1	–	–	до 5–10
Сперрилит	PtAs <sub>2</sub>	5	21.7	–	–	2
Изомергиит	Pd <sub>11</sub> Sb <sub>4</sub>	2	8.7	–	–	3
Винсентит	Pd <sub>3</sub> As	2	8.7	–	–	1–2
Мончеит	Pt(Te, Bi) <sub>2</sub>	2	8.7	–	–	2–3
Паоловит	Pd <sub>2</sub> Sn	2	8.7	–	–	2–3
Котульскит	PdTe	1	4.3	–	–	до 4–10
Меренскиит	(Pd, Pt)Te <sub>2</sub>	1	4.3	–	–	1–2

Минералы	Формула	Кол-во зерен	Частота встречаемости, %	Площадь зерен, мкм <sup>2</sup>	Распределение, масс. %	Средний размер, мкм
Науманнит	Ag <sub>2</sub> Se	1	4.3	–	–	1–2
Мертиит II	Pd <sub>8</sub> (Sb, As) <sub>3</sub>	1	4.3	–	–	0.3–3.5

*Примечание.* Курсивом показаны минералы, встреченные как во флотационных концентратах, так и в аншлифах; список минералов приведен в порядке убывания встречаемости.

Наиболее распространенными минеральными видами благороднометалльной минерализации являются арсениды палладия и платины (масс. %): арсенопалладинит (23.2%), палладоарсенид (14.8%), паларстанид (12.1%), мертиит I (2%), не названный минерал состава Pd<sub>5</sub>(As<sub>1,4</sub>Te<sub>0,6</sub>) (0,1%). Кроме того, в шлифах были встречены винсентит и мертиит II.

На втором месте сульфиды благородных металлов (масс. %): брэггит (9.2%), куперит (1.2%), высокоцит (0.8%) и минерал без названия состава (Pt, Cu, Co)<sub>4</sub>S<sub>5</sub> (3.3%), к этой группе можно отнести и холлингвортит (0.25%).

На третьем месте — самородное золото, которое относится к самым часто встречаемым по количеству зерен (17.7%). Но вследствие крайней дисперсности выделений самородного золота его массовое содержание значительно ниже — всего 10.4%.

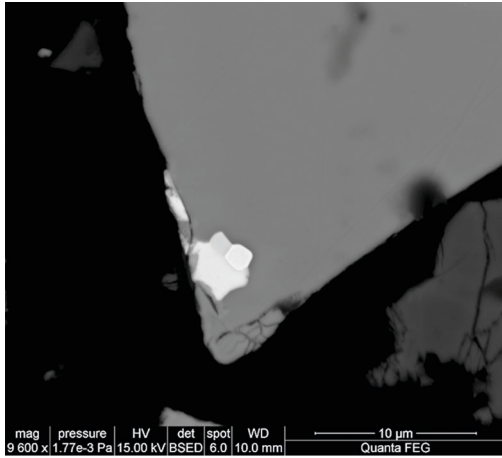
На четвертом месте — теллуриды и селениды благородных металлов (масс. %): котульскит (5.9%), минерал без названия с формулой Pd<sub>2</sub>(Te, Sn) (0.6%), меренскит (0.03%), гессит (0.02%). В шлифах из руды встречены и другие теллуриды и селениды — мончеит и науманнит. Еще менее распространены станниды — атоцит (2.9%) и отдельные зерна паоловита, а также антимиониды, которые определены только в изомертиите — отдельные единичные мелкие зерна в шлифах.

В большинстве случаев эти минералы установлены в виде включений в кобальтине, борните или халькопирите (рис. 11). Это чрезвычайно тонкие выделения: их размеры колеблются от 600–800 нм до 1–5 мкм.

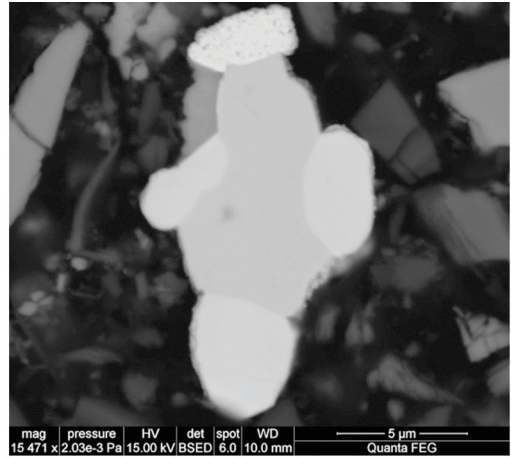
По данным рентгеноспектрального микроанализа кобальтин содержит изоморфную примесь палладия (до 4–5 мас.%, в среднем 1.3 мас.% по 31 анализу). Установлена положительная корреляция ( $r=0.73$ ) между содержаниями платины и палладия в пробе и содержаниями борнита и кобальтина. В этих пробах устанавливается некоторый дефицит минеральных форм ЭПГ, вследствие чего сделан вывод, что значительная часть платиноидов в рудах представлена изоморфными примесями, главным образом — в борните и кобальтине.

Для золота на интервалах с содержанием более 0.2 г/т фиксируются собственные минеральные формы — теллуриды золота и серебра, самородное золото, электрум (рис. 12 и 10).

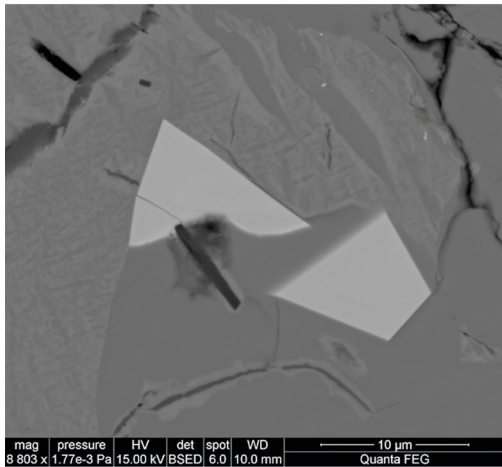
Соотношение минеральной и примесной форм платиноидов и благородных металлов в целом составляет 50 на 50%. По соотношению минералов-коллекторов благородных металлов выделены три минеральных разновидности благороднометалльных малосульфидных руд: кобальтин-борнит-халькопиритовые;



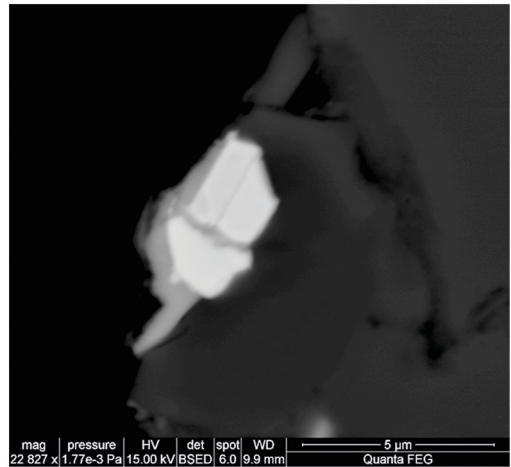
а



б



в



г

Рис. 11. Включения благороднометалльных фаз в сульфидах:

а — сложный сросток котульскита (серое), клаудалита (светло-серое) и самородного золота (белое) в халькопирите, BSE изображение; б — ассоциация самородного золота (белое, в крапинку), сперрилита (светло-серое) и палладоарсенида (серое) с борнитом (темно-серое), BSE изображение; в — два кристалла неназванной фазы состава (Pt, Cu, Co)<sub>4</sub>S<sub>5</sub> в ассоциации с борнитом и халькопиритом, BSE изображение; г — брэггит и палладоарсенид с халькозином в альбите, BSE изображение

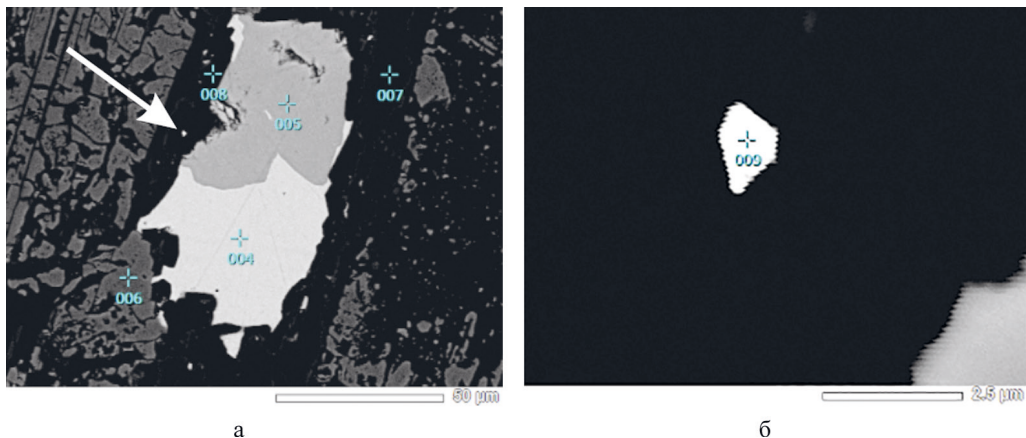


Рис. 12. Выделение высокопробного самородного золота. BSE изображение:

а — выделение самородного золота (указано стрелкой) вблизи с халькопирит-борнитовым сростанием в ильмените, замещенном титанитом; б — кристалл самородного золота (детализация рис. 12, а)

халькопирит-борнит-пиритовые; борнит-халькопиритовые пиритсодержащие. Третья разновидность, скорее всего, является промежуточной между первыми двумя.

## 7. Об однородности рудных горизонтов

Сопоставлены состав и строение рудных горизонтов в разных поперечных пересечениях. Изучение вариаций минерального и химического составов верхнего и нижнего рудных горизонтов в различных частях Койкарского силла приводит к заключению об однородности как рудных горизонтов, так и силла в целом.

Графики, отражающие изменчивость среднего химического и минерального составов по рудным пересечениям одного из участков Койкарского силла, приведены на рис. 13 и 14: демонстрируются результаты измерений по скважинам, пересекающим в разных частях силла верхний и нижний рудные горизонты.

Очевидно, что изменчивость химического состава незначительна по разным рудным пересечениям. А в вариациях минерального состава отчетливо коррелируют содержания хлорита, раннего магнетита-1 и ильменита-2; при этом для скважин с повышенными содержаниями указанных минералов характерны более высокие содержания БМ. Такая сопряженность согласуется с приведенными выше результатами микроскопических наблюдений в отдельных препаратах: благороднометалльные фазы приурочены к сульфидам, которые формируются в ассоциации с хлоритом; при этом с появлением хлорита ассоциирует разрушение и перекристаллизация ранних шпинелей.

Таким образом, мы принимаем связь формирования минералов носителей благородных металлов с процессом хлоритизации на фоне преобразования протолитного титаномagnetита.

Анализ вариаций минерального состава рудных интервалов 21 скважины выявляет различную интенсивность хлоритизации на различных участках

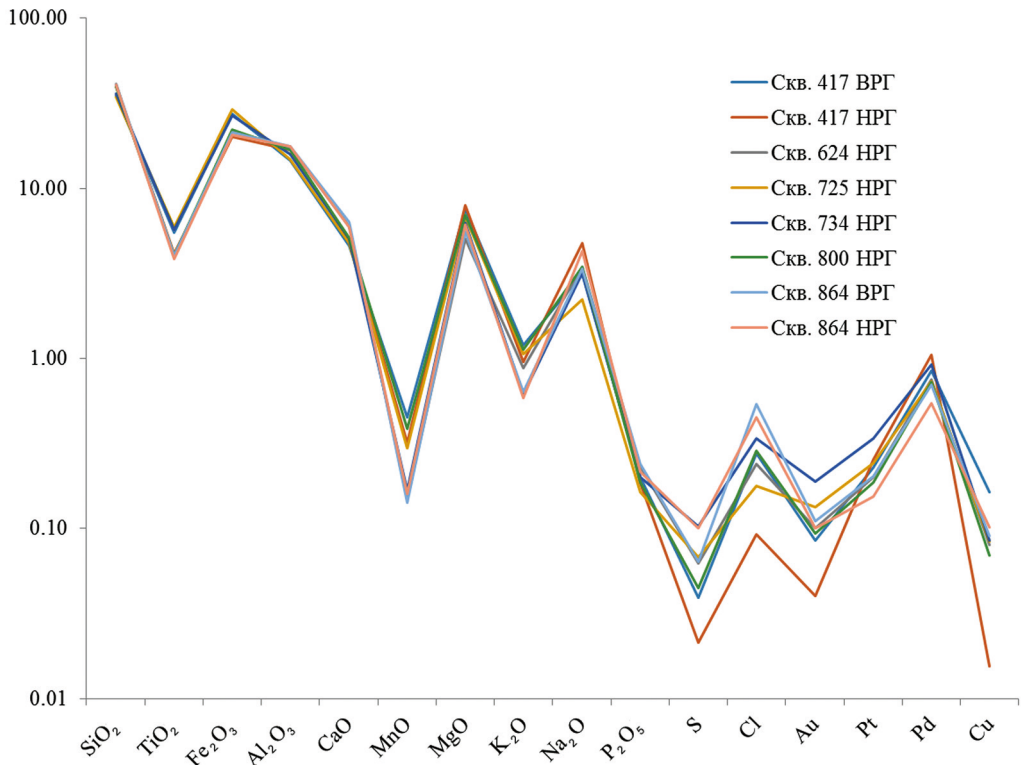


Рис. 13. Вариации среднего химического состава (Au, Pt, Pd — г/т, остальные элементы — %) рудных горизонтов по различным пересечениям на участке Викша (НРГ — нижний рудный горизонт, ВРГ — верхний рудный горизонт)

рудных горизонтов. Наиболее интенсивно этот процесс проявлен в ядре брахиформной складки в северо-восточной части силла. В зонах с линейной формой складок, в западной и юго-восточной частях силла, хлоритизация нарастает от крыльев к ядру складок и к участкам их замыкания, с юго-запада на северо-восток. Указанные зоны перегиба пластов являются оптимальными ловушками для флюидизированных растворов и для развития интенсивной трещиноватости; как следствие — интенсивные метасоматические преобразования пород в этих зонах.

## 8. Механизм локализации благородных металлов

В рамках рассмотренной выше модели ликвационного образования рудных горизонтов можно полагать, что жидкостная несмешиваемость привела к накоплению БМ в высокожелезистом флюидизированном ликвате в силу их сродства к железу и летучим компонентам. После кристаллизации шпинелей основная доля БМ концентрировалась в остаточном флюидизированном расплаве, который накапливался у верхней границы «железистых» слоев. В таком флюидизированном расплаве БМ могли существовать и перемещаться в форме сложных сульфидных, хлоридных, карбонатных комплексных соединений (Godel et al., 2008; Kanitpanyacharoen

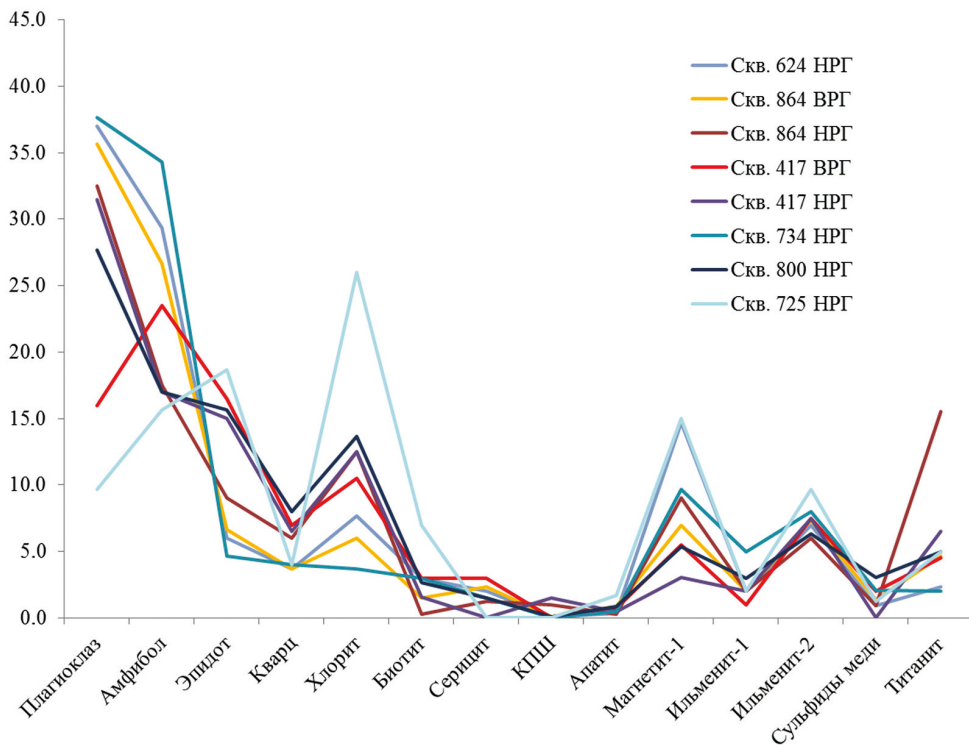


Рис. 14. Вариации среднего минерального состава (%) рудных горизонтов по различным пересечениям на участке Викша

and Boudreau, 2013; Шарков и Богатиков, 1998; Юдовская и др., 2014). Возможными формами переноса БМ могут быть соединения типа хлоратов и гексохлоратов (Шарков и Богатиков, 1998).

В составе подвижных комплексов БМ перемещались вместе с остаточным расплавом, который заполнял тонкую трещиноватость в твердом кристаллизате и распределялся на фронте кристаллизации в верхней части рудного горизонта. При остывании этого расплава часть БМ консервировалась в сульфидах или в виде изоморфной примеси или образовывала собственные минеральные формы.

Другая часть БМ переходила в состав гидротермального раствора, сформировавшегося в процессе остывания флюида и обеспечившего метасоматоз более ранних кристаллизатов. На этой стадии консервация БМ осуществлялась или вследствие распада растворимых комплексных соединений, или в процессе метасоматоза с образованием эпидот-актинолит-хлоритовых парагенезисов. В зависимости от продолжительности и интенсивности метасоматоза БМ либо успевают высвободиться из ранних сульфидов и сформировать собственные минеральные фазы, либо остаются растворенными в кристаллической решетке этих минералов. Золото благодаря несколько большей «подвижности», в отличие от ЭПГ, практически всегда успевает сформировать собственные минералы.

Поздние секущие прожилки, последующий региональный зеленосланцевый метаморфизм и наложенные гипергенные процессы влияния на общую картину рудогенеза уже не оказали.

Принятая здесь модель формирования благороднометалльных руд хорошо согласуется с результатами факторного анализа минералого-геохимических характеристик руд. В состав выборки были включены содержания химических элементов (Si, Ti, Fe, Al, Ca, Mn, Mg, K, Na, P, Zr, Ba, Sr, Rb, Cr, As, Co, Mo, Zn, Ni, Cu, S, Cl, Au, Pt, Pd) в пробах пород Койкарско-Святнаволоцкого массива и содержания минералов (плаггиоклаз, амфибол, эпидот, кварц, хлорит, биотит, серицит, ортоклаз, апатит, титанит, сумма рудных минералов, турмалин, магнетит 1-, 2- и 3-й генераций; ильменит 1-й и 2-й генераций, халькопирит, борнит, сумма сульфидов меди, гематит, пирит) в соответствующих пробах образцах. В общей сложности — 48 переменных. Объем выборки — 93 пробы.

Выделено и проинтерпретировано 4 фактора (рис. 15).

*Первый фактор* соответствует ликвации с разделением на две ассоциации: Ti-Fe-Ni-Pd-Pt-Zn-Mn-As-Mo-Co-Au-Cu-Cl-Cr-Ore-Mt1-Ilm1-Ilm2-Ap-CuSulf-Cp — рудная жидкость, обогащенная БМ и летучими компонентами, и Si-Sr-Na-Mg-P-Ca-Ep-Mt2-Hem-Qu — «диоритовый» расплав. Состав исходных дифференциатов определяет состав и вторичные изменения пород: в рудных дифференциатах — распад титаномагнетита с образованием магнетита-1 и ильменита, формирование халькопирита, апатита, хлорита; в безрудных долеритах — эпидотизация с выделением магнетита второй генерации и гематита.

*Второй фактор* соответствует двум рудно-минеральным парагенезисам в составе рудных горизонтов: шпинелевому (титаномагнетитовому), не содержащему

$$\begin{aligned}
 & \text{Ti}_{85}\text{Fe}_{84}\text{Ni}_{62}\text{Pd}_{60}\text{Pt}_{59}\text{Zn}_{54}\text{Mn}_{51}\text{As}_{48}\text{Mo}_{48}\text{Co}_{47}\text{Au}_{44}\text{Cu}_{39}\text{Cl}_{29} \\
 \text{I}_{15\%} = & \frac{\text{Ore}_{72}\text{Mt1}_{62}\text{Ilm1}_{53}\text{Ilm2}_{52}\text{Ap}_{39}\text{CuSulf}_{31}\text{Cp}_{27}\text{Chl}_{22}}{\text{Si}_{75}\text{Sr}_{38}\text{Na}_{32}\text{Mg}_{31}\text{P}_{30}\text{Ca}_{24}\text{Ep}_{29}\text{Mt2}_{28}\text{Hem}_{24}\text{Qu}_{23}} \\
 \\
 \text{II}_{10\%} = & \frac{\text{Ni}_{48}\text{Mg}_{47}\text{Fe}_{41}\text{Ti}_{29}\text{Tit}_{42}\text{Chl}_{35}\text{Ksp}_{30}\text{Mt1}_{26}}{\text{Cu}_{62}\text{Si}_{48}\text{Al}_{46}\text{Na}_{45}\text{Au}_{45}\text{Cu}_{41}\text{Cl}_{34}\text{As}_{33}\text{Mo}_{33}\text{Co}_{33}\text{S}_{30}\text{Cr}_{29}\text{P}_{28}\text{Pt}_{22}} \\
 & \text{CuSulf}_{61}\text{Cp}_{57}\text{Pl}_{51}\text{Bn}_{46}\text{Ser}_{40} \\
 \\
 \text{III}_{9\%} = & \frac{\text{Na}_{39}\text{P}_{24}\text{Mt1}_{35}\text{Ilm1}_{35}\text{Pl}_{29}\text{Amf}_{27}}{\text{Cr}_{80}\text{As}_{73}\text{Co}_{73}\text{Mo}_{73}\text{Rb}_{56}\text{Ba}_{51}\text{Ca}_{44}\text{Zr}_{41}\text{Ep}_{50}\text{Chl}_{26}\text{Cp}_{24}} \\
 \\
 \text{IV}_{7\%} = & \frac{\text{Pb}_{50}\text{Na}_{46}\text{Al}_{46}\text{Pt}_{46}\text{Au}_{24}\text{Mt3}_{47}\text{Hem}_{37}\text{Chl}_{35}\text{Ore}_{32}\text{Py}_{32}\text{Qu}_{26}\text{Ksp}_{26}\text{Tit}_{24}\text{Ser}_{23}}{\text{Cl}_{40}\text{K}_{28}\text{Amf}_{68}\text{Cp}_{29}\text{CuSulf}_{29}\text{Turm}_{24}}
 \end{aligned}$$

Рис. 15. Структуры факторов. Римские цифры — номер фактора; в основании номера фактора — его вес (%), в основании символов переменных — их нагрузки на фактор, умноженные на 100; Pl — плаггиоклаз, Amf — амфибол, Ep — эпидот, Qu — кварц, Chl — хлорит, Bt — биотит, Ser — серицит, Kfsp — ортоклаз, Ap — апатит, Tit — титанит, Ore — сумма рудных минералов, Turm — турмалин, Mt1, Mt2, Mt3 — магнетит 1-й, 2-й и 3-й генераций; Ilm1, Ilm2 — ильменит 1-й и 2-й генераций, Cp — халькопирит, Bn — борнит, CuSulf — сумма сульфидов меди, Hem — гематит, Py — пирит

БМ — Ni–Mg–Fe–Ti–Tit–Chl–Ksp–Mt1, и сульфидному платина-золотометалльному (борнит-халькопиритовому с арсенидами кобальта и молибдена) — Cu–Si–Al–Na–Au–Cu–Cl–As–Mo–Co–S–Cr–P–Pt–CuSulf–Cp–Pl–Bn–Ser–Ilm2.

*Третий фактор* — фактор регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. В шпинелевых ассоциациях этот процесс проявился образованием амфибол-плагиоклазовых (актинолит-олигоклазовых) парагенезисов (Na–P–Mt1–Ilm1–Pl–Amf), в сульфидно-арсенидных ассоциациях — формированием существенно эпидотовых парагенезисов (Cr–As–Co–Mo–Rb–Ba–Ca–Zr–Ep–Chl–Cp). благороднометалльная минерализация не сопряжена с процессом регионального метаморфизма.

Процесс метасоматоза отражен в *четвертом факторе*. Это турмалин-актинолитовые (Cl–Cu–K–Amf–Cp–CuSulf–Turm) и хлоритовые с БМ (Pd–Na–Al–Pt–Au–Mt3–Hem–Chl–Ore–Py–Qu–Ksp–Tit–Ser) метасоматиты. Антагонизм двух обозначенных ассоциаций указывает, что они или проявляются разобщенно в пространстве, или одна замещает другую. Актинолитизация сопряжена с поздней жильной медно-сульфидной минерализацией. С хлоритизацией сопряжены благородные металлы, в первую очередь палладий и платина, что соответствует сделанному ранее заключению о переотложении платиноидов на фоне хлоритизации.

## 9. Заключение

Проведенные исследования показали, что благороднометалльная минерализация Койкарско-Святнаволоцкого силла приурочена к сульфидным (кобальтин-борнит-халькопиритовым) выделениям вблизи верхнего контакта рудных горизонтов. Размер сульфидных зерен, содержащих БМ, варьирует от 1 до 270 мкм, отмечены средне- и крупнозернистые сульфидные сегрегации. Указанные особенности позволяют отнести благороднометалльное оруденение Койкарско-Святнаволоцкого силла к малосульфидному типу.

Благороднометалльное малосульфидное оруденение представлено как собственными минеральными формами (арсениды и сульфоарсениды платины и палладия, антимониды палладия, интерметаллиды платины и родия, теллуриды золота и серебра, электрум, самородное золото), так и изоморфными примесями, преимущественно в борните и кобальтине.

Источником БМ послужила базальтоидная магма, сформировавшая габбро-долеритовый интрузив. Концентрирование БМ осуществлялось в несколько стадий: 1) при ликвации базальтоидной магмы БМ обогащали слои флюидизированного высокожелезистого рудного ликвата; 2) при последующей кристаллизации рудного ликвата БМ концентрировались в остаточном флюиде и в сульфидной жидкости; 3) частичное поступление БМ в гидротермальный раствор при остывании флюида и при гидротермальном метасоматозе более ранних кристаллизатов.

Локализация БМ происходила по мере охлаждения флюида вследствие разрушения комплексных хлоридных и сульфидных соединений с благородными и цветными металлами, которое сопровождалось кристаллизацией сульфидно-благороднометалльного парагенезиса и эпидот-актинолит-хлоритовым метасоматозом в пределах рудных горизонтов.

Можно полагать, что благороднометалльная специализация известного Пудожгорского железорудного месторождения (Трофимов и Голубев, 2008) обусловлена



таким же механизмом развития рудных горизонтов, что и в Койкарско-Святнаволоцком силле. На это указывают распределение рудных слоев в разрезе Пудожгорского интрузива и строение рудных залежей с обогащением их верхних зон сульфидами меди с повышенным содержанием БМ (Михайлова и Аминова, 2005). В этой связи интерес могут представлять также и другие многочисленные габбро-долеритовые интрузивы в обрамлении Онежского прогиба как потенциальные источники благороднометалльного оруденения.

## Благодарности

Авторы выражают признательность за содействие в работе научному сотруднику СПбГУ С. Ю. Степанову.

## Литература

- Бабкина, А. Д. и Петров, С. В. (2016). Особенности формирования рудного титаномагнетит-ильменитового парагенезиса. В: *Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России: материалы XXVII молодежной научной конференции им. академика К. О. Кратца и академика Ф. П. Митрофанова*. Апатиты: ФГБУН Кольский науч. центр РАН, 6–9.
- Голубев, А. И., Трофимов, Н. Н., Петров, С. В., Филиппов, Н. Б. (2001). Благороднометалльная минерализация титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения: технологическая характеристика, минералогия. *Геология и полезные ископаемые Карелии*, 4, 48–53.
- Делицын, Л. М. и Мелентьев, Б. Н. (1979). Механизм формирования полосчатых горных пород. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический*, 4 (54), 102–113.
- Иващенко, В. И. и Голубев, А. И. (2011). *Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы*. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН.
- Корнеев, А. В., Вихко, А. С., Фатов, Н. В., Иващенко, В. И. (2019). Месторождение Викша — первый крупный промышленно-перспективный платинометалльный рудный объект на территории Карелии. *Горный журнал*, 3, 31–34.
- Котов, С. Р. и Котова, И. (2003). Жидкостная и кристаллизационная дифференциация как процессы, определяющие структуру контрастной расслоенности массива Кивакка (Сев. Карелия). *Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и география*, 46–63.
- Михайлова, В. и Аминова, В., под ред. (2005). *Минерально-сырьевая база Республики Карелия*. Кн. 1. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН.
- Рёддер, Э. (1983). Ликвация силикатных магм. В: *Эволюция изверженных пород*. М.: Мир, 24–66.
- Сереброва, Е. Л., Филиппов, Н. Б., Губко, М. Г., Франк-Каменецкий, Д. А. (1995). Платино- и золото-металльная минерализация в титаномагнетитовых габбро-диабазях Карелии. *Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и география*, 1, 18–26.
- Трофимов, Н. Н. (1995). Механизм формирования стратиформного золото-платино-палладиевого и титаномагнетитового оруденения в габбродолеритовых интрузиях нижнего протерозоя Карелии. В: *Благородные металлы и алмазы Севера Европейской части России*. Петрозаводск, 97–98.
- Трофимов, Н. Н. и Голубев, А. И. (1996). Генезис комплексного благороднометалльного и титаномагнетитового оруденения в дифференцированных габбродолеритовых интрузиях Карелии. В: *Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов (проблемы генезиса и освоения)*. СПб.: 162–164.
- Трофимов, Н. Н. и Голубев, А. И. (2008). *Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение*. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН.
- Филиппов, Н. Б., Трофимов, Н. Н., Голубев, А. И., Сергеев, С. А., Хухма, Х. (2007). Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам. *Геология и полезные ископаемые Карелии*, 10, 49–68.

- Шарков, Е. В. и Богатиков, О. А. (1998). Механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузивах Карело-Кольского региона. *Геология рудных месторождений*, 40, 419–439.
- Юдовская, М. А., Киннэйрд, Д. А., Удачина, Л. В., Дистлер, В. В., Кузьмин, Д. В. (2014). Роль магматического и флюидного концентрирования при формировании платиновой минерализации нижней зоны и Платрифа по данным составов флогопита, кумулюсных силикатов и сульфидного расплава (северный лимб комплекса Бушвелд). *Геология рудных месторождений*, 56, 509–538.
- Bogaerts, M. and Schmidt, M. W. (2006). Experiments on silicate melt immiscibility in the system  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--CaO--MgO--TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5$  and implications for natural magmas. *Contrib Mineral Petrol*, 152, 257–274. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0111-6>
- Burnham, C. (1975). Thermodynamics of melting in experimental silicate-volatile systems. In: *IMA-Papers 9<sup>th</sup> Meeting*. Berlin; Regensburg, 101–118.
- Charlier, B. and Grove, T. L. (2012). Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contrib Mineral Petrol*, 164, 27–44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>
- Charlier, B., Namur, O., Toplis, M. J., Schiano, P., Cluzel, N., Higgins, M. D. (2011). Large-scale silicate liquid immiscibility during differentiation of tholeiitic basalt to granite and the origin of the Daly gap. *Geology*, 39 (10), 207–210. <https://doi.org/10.1130/G32091.1>
- Dong, H., Xing, C., Wang, C. Y. (2013). Textures and mineral compositions of the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for the origin of magnetite and fractionation process of Fe-Ti-rich basaltic magmas. *Geoscience Frontiers*, 4 (5), 503–515. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.01.011>
- Godel, B., Maier, W. D., Barnes, S. J. (2008). Platinum-group elements in the merensky and J-M reefs: A review of recent studies. *Journal of the Geological Society of India*, 72 (5), 595–608.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (2002). Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87 (4), 375–382. <https://doi.org/10.2138/am-2002-0401>
- Hess, P. (1977). Structure of silicate melts | The Canadian Mineralogist | GeoScienceWorld [WWW Document]. *Canadian Mineralogist*. [online] Available at: <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/15/2/162/11155/Structure-of-silicate-melts?redirectedFrom=fulltext> [Accessed 18.06.2022].
- Holness, M. B., Stripp, G., Humphreys, M. C. S., Veksler, I. V., Nielsen, T. F. D., Tegner, C. (2011). Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: late-stage magmatic microstructures in the skaergaard intrusion, east greenland. *Journal of Petrology*, 52 (1). <https://doi.org/10.1093/petrology/egq077>
- Humphreys, M. C. S. (2011). Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: Evidence from Ti in plagioclase from the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology*, 52 (1), 147–174. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq076>
- Jakobsen, J. K., Veksler, I. V., Tegner, C., Brooks, C. K. (2005). Immiscible iron- and silica-rich melts in basalts petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion. *Geology* 33. <https://doi.org/10.1130/G21724.1>
- Kanitpanyacharoen, W. and Boudreau, A. E. (2013). Sulfide-associated mineral assemblages in the Bushveld Complex, South Africa: Platinum-group element enrichment by vapor refining by chloride-carbonate fluids. *Mineralium Deposita*, 48, 193–210. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0427-2>
- Klein, E. L. and Koppe, J. C. (2000). Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the Paleoproterozoic Caxias deposit, Sao Luis craton, Northern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 219–232.
- Lindsley, D. H. and Spencer, K. J. (1982). Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). In: *AGU 1982 Spring Meeting Eos Transactions*, 63 (18).
- McBirney, A. R. (1975). Differentiation of the Skaergaard intrusion. *Nature*, 253, 691–694. <https://doi.org/10.1038/253691a0>
- McBirney, A. R. and Nakamura, Y. (1974). *Immiscibility in latestage magmas of the Skaergaard intrusion*. Washington: Carnegie Inst. Year Book, 348–352.
- Mungall, J. E., Long, K., Brennan, J. M., Smythe, D., Naslund, H. R. (2018). Immiscible shoshonitic and Fe-P-oxide melts preserved in unconsolidated tephra at El Laco volcano, Chile. *Geology*, 46, 255–258. <https://doi.org/10.1130/G39707.1>
- Roedder, E. and Weiblen, P. W. (1971). Petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrials equivalents. In: *Proceedings of the Second Lunar Science Conference*, 507–528.

- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Schmidt, M. W., Connolly, J. A. D., Gunther, D., Bogaerts, M. (2006). Element partitioning: The role of melt structure and composition. *Science*, 312, 1646–1650. <https://doi.org/10.1126/science.1126690>
- Serebrova, E. L., Filippov, N. B., Gubko, M. G., Frank-Kamenetskii, D. A. (1995). Platinum- and gold-metal mineralization in titanomagnetite gabbro-diabases of Karelia. *Vestnik of Saint Petersburg University. Series 7. Geology and geography*, 1, 18–26. (In Russian)
- Velasco, F., Tornos, F., Hanchar, J. M. (2016). Immiscible iron- and silica-rich melts and magnetite geochemistry at the El Laco volcano (northern Chile): Evidence for a magmatic origin for the magnetite deposits. *Ore Geology Reviews*, 79, 346–366. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.007>

Статья поступила в редакцию 7 июля 2022 г.  
Статья рекомендована к печати 20 марта 2023 г.

#### Контактная информация:

Петров Сергей Викторович — petrov64@gmail.com  
Бороздин Алексей Павлович — borozdin@lims-lab.com  
Олейник Иван Леонидович — OleynikIL@polymetal.ru  
Тарасова Ирина Петровна — geovestnik@spbu.ru  
Котова Ирина Клавдиевна — kotova\_i@mail.ru  
Котов Сергей Робертович — kotov\_s@yahoo.co.uk  
Шелухина Юлия Сергеевна — y.shelukhina@spbu.ru  
Колушева Ольга Сергеевна — olga.kolusheva@yandex.ru

### Composition and formation conditions of noble metal ores of the Koykar-Svyatnavolok sill (Republic of Karelia)

S. V. Petrov<sup>1,2</sup>, A. P. Borozdin<sup>1</sup>, I. L. Oleynik<sup>3</sup>, I. P. Tarasova<sup>2</sup>,  
I. K. Kotova<sup>2</sup>, S. R. Kotov<sup>4</sup>, Yu. S. Shelukhina<sup>1,2</sup>, O. S. Kolusheva<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Laboratoriya izucheniya mineral'nogo syr'ya,  
3–7, 24-ya liniya V. O., St. Petersburg, 199106, Russian Federation

<sup>2</sup> St. Petersburg State University,  
7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

<sup>3</sup> Polimetall,  
2, pr. Narodnogo Opolcheniya, St. Petersburg, 198216, Russian Federation

<sup>4</sup> VNII Okeangeologiya,  
1, Angliyskiy pr., St. Petersburg, 190121, Russian Federation

**For citation:** Petrov, S. V., Borozdin, A. P., Oleynik, I. L., Tarasova, I. P., Kotova, I. K., Kotov, S. R., Shelukhina, Yu. S., Kolusheva, O. S. (2023). Composition and formation conditions of noble metal ores of the Koykar-Svyatnavolok sill (Republic of Karelia). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 68 (2), 235–264. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.203> (In Russian)

The Viksha iron ore deposit is confined to the Koykarsko-Svyatnavolok sill, where as a part of ore bodies, in addition to the main components — iron and titanium, it contains gold, platinum, and palladium. The purpose of this publication is to determine the type and patterns of noble metal mineralization in gabbro-dolerites of the Koykar-Svyatnavolok sill, to consider the mechanisms of accumulation and localization of precious metals in ore bodies. The repeated occurrence in the section of the intrusion of an association of two rock varieties of contrasting composition (high-iron — titanomagnetite gabbro-dolerites, and high-

siliceous — granophyres), as well as the revealed petrographic, petrochemical and geochemical regularities, allow us to consider liquid stratification of magmatic melt as a mechanism for the formation of ore titanomagnetite horizons (segregation). This liquid immiscibility led to the accumulation of noble metals in the high-iron fluidized liquate in accordance with distribution coefficients of noble metals between silicate and oxide melts and between melt and fluid. The confinement of noble metal mineralization to sulfide, cobaltite-bornite-chalcopyrite accumulations in ore titanomagnetite horizons has been established, which corresponds to the low-sulfide noble metal type of mineralization. Precious metal mineralization is represented by both native mineral forms (arsenides, sulfoarsenides, antimonides and intermetallides of platinum group metals, gold and silver tellurides, electrum, native gold) and isomorphic impurities in bornite and cobaltite. The relationship between the formation of minerals bearing noble metals and the process of chloritization against the background of the transformation of protolith titanomagnetite is shown. A model for the concentration of precious metals from basaltoid melt in several stages is proposed: enrichment of fluidized high-iron ore liquat with precious metals; their accumulation in the residual fluid and in the sulfide liquid during the crystallization of ore liquat; their partial entry into the hydrothermal solution during fluid cooling and hydrothermal metasomatism of earlier crystals. The localization of noble metals occurred as the residual fluid cooled, due to the destruction of complex chloride and sulfide compounds with noble and non-ferrous metals and the crystallization of sulfide-precious metal paragenesis within the ore horizons.

**Keywords:** iron ore gabbro-dolerites, Viksha deposit, low sulfide noble metal type of mineralization, model of concentration and localization of noble metals.

## References

- Babkina, A. D. and Petrov, S. V. (2016). Features of the formation of ore titanomagnetite-ilmenite paragenesis. In: *Aktual'nye problemy geologii, geofiziki i geokologii Severo-Zapada Rossii: Mat. XXVII Molo-dezhnoi nauchnoi konferentsii im. akademika K. O. Kravtsova i akademika F. P. Mitrofanova*. Apatity, 6–9. (In Russian)
- Bogaerts, M. and Schmidt, M. W. (2006). Experiments on silicate melt immiscibility in the system  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--CaO--MgO--TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5$  and implications for natural magmas. *Contrib Mineral Petrol*, 152, 257–274. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0111-6>
- Burnham, C. (1975). Thermodynamics of melting in experimental silicate-volatile systems. In: *IMA-Papers 9<sup>th</sup> Meeting*. Berlin; Regensburg, 101–118.
- Charlier, B. and Grove, T. L. (2012). Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contrib Mineral Petrol*, 164, 27–44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>
- Charlier, B., Namur, O., Toplis, M. J., Schiano, P., Cluzel, N., Higgins, M. D. (2011). Large-scale silicate liquid immiscibility during differentiation of tholeiitic basalt to granite and the origin of the Daly gap. *Geology*, 39 (10), 207–210. <https://doi.org/10.1130/G32091.1>
- Delitsyn, L. M. and Melent'ev, B. N. (1979). Formation mechanism of banded rocks. *Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Geological series*, 54. (In Russian)
- Dong, H., Xing, C., Wang, C. Y. (2013). Textures and mineral compositions of the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for the origin of magnetite and fractionation process of Fe-Ti-rich basaltic magmas. *Geoscience Frontiers*, 4 (5), 503–515. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.01.011>
- Filippov, N. B., Trofimov, N. N., Golubev, A. I., Sergeev, S. A., Khukhma, K. (2007). New geochronological data on the Koikar-Svyatnavolok and Pudozhgorsk gabbro-dolerite intrusions. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*, 49–68. (In Russian)
- Godel, B., Maier, W. D., Barnes, S. J. (2008). Platinum-group elements in the merensky and J-M reefs: A review of recent studies. *Journal of the Geological Society of India*, 72 (5), 595–608.
- Golubev, A. I., Trofimov, N. N., Petrov, S. V., Filippov, N. B. (2001). Precious metal mineralization of titanomagnetite ores of the Pudozhgorskoye deposit: technological characteristics, mineralogy. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. Petrozavodsk, 4, 48–53. (In Russian)

- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (2002). Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87 (4), 375–382. <https://doi.org/10.2138/am-2002-0401>
- Hess, P. (1977). Structure of silicate melts | The Canadian Mineralogist | GeoScienceWorld [WWW Document]. *Canadian Mineralogist*. [online] Available at: <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/15/2/162/11155/Structure-of-silicate-melts?redirectedFrom=fulltext> [Accessed 18.06.2022].
- Holness, M. B., Stripp, G., Humphreys, M. C. S., Veksler, I. V., Nielsen, T. F. D., Tegner, C. (2011). Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: late-stage magmatic microstructures in the skaergaard intrusion, east greenland. *Journal of Petrology*, 52 (1). <https://doi.org/10.1093/petrology/egq077>
- Humphreys, M. C. S. (2011). Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: Evidence from Ti in plagioclase from the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology*, 52 (1), 147–174. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq076>
- Iudovskaia, M. A., Kinneird, D. A., Udachina, L. V., Distler, V. V., Kuz'min, D. V. (2014). The role of magmatic and fluid concentration in the formation of platinum mineralization of the lower zone and Platreef according to the composition of phlogopite, cumulus silicates and sulfide melt (northern limb of the Bushveld Complex). *Geologiya rudnykh mestorozhdenii*, 56, 509–538. (In Russian)
- Ivashchenko, V. I. and Golubev, A. I. (2011). *Gold and platinum of Karelia: formation-genetic types of mineralization and prospects*. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of the RAS Press. (In Russian)
- Jakobsen, J. K., Veksler, I. V., Tegner, C., Brooks, C. K. (2005). Immiscible iron- and silica-rich melts in basalts petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion. *Geology*, 33. <https://doi.org/10.1130/G21724.1>
- Kanitpanyacharoen, W. and Boudreau, A. E. (2013). Sulfide-associated mineral assemblages in the Bushveld Complex, South Africa: Platinum-group element enrichment by vapor refining by chloride-carbonate fluids. *Mineralium Deposita*, 48, 193–210. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0427-2>
- Klein, E. L. and Koppe, J. C. (2000). Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the Paleoproterozoic Caxias deposit, Sao Luis craton, Northern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 219–232.
- Korneev, A. V., Vihko, A. S., Fatov, N. V., Ivashchenko, V. I. (2019). The Viksha deposit is the first large industrially promising platinum-metal ore object in Karelia. *Gornyy zhurnal*, 3, 31–34. (In Russian)
- Kotov, S. R. and Kotova, I. K. (2003). Liquid and crystalline differentiation as the processes determining the structure of contrast layering of Kivakka massif (Northern Karelia). *Vestnik of Saint Petersburg University. Series 7. Geology and geography*, 1, 46–63. (In Russian)
- Lindsley, D. H. and Spencer, K. J. (1982). Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *AGU 1982 Spring Meeting Eos Transactions*, 63 (18).
- McBirney, A. R. (1975). Differentiation of the Skaergaard intrusion. *Nature*, 253, 691–694. <https://doi.org/10.1038/253691a0>
- McBirney, A. R. and Nakamura, Y. (1974). *Immiscibility in latestage magmas of the Skaergaard intrusion*. Washington: Carnegie Inst. Year Book, 348–352.
- Mikhailova, V. and Aminova, V., eds, n.d. *Mineral resource base of the Republic of Karelia. Book 1*. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of the RAS Press. (In Russian)
- Mungall, J. E., Long, K., Brenan, J. M., Smythe, D., Naslund, H. R. (2018). Immiscible shoshonitic and Fe-P-oxide melts preserved in unconsolidated tephra at El Laco volcano, Chile. *Geology*, 46, 255–258. <https://doi.org/10.1130/G39707.1>
- Redder, E. (1983). Segregation of silicate magmas. In: *Evolutsiya izverzhennykh porod*. Moscow: Mir Publ., 24–66. (In Russian)
- Roedder, E. and Weiblen, P. W. (1971). Petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrials equivalents. In: *Proceedings of the Second Lunar Science Conference*, 507–528.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Schmidt, M. W., Connolly, J. A. D., Günther, D., Bogaerts, M. (2006). Element partitioning: The role of melt structure and composition. *Science*, 312, 1646–1650. <https://doi.org/10.1126/science.1126690>
- Serebrova, E. L., Filippov, N. B., Gubko, M. G., Frank-Kamenetskii, D. A. (1995). Platinum- and gold-metal mineralization in titanomagnetite gabbro-diabases of Karelia. *Vestnik of Saint Petersburg University. Series 7. Geology and geography* 1, 18–26. (In Russian)

- Sharkov, E. V and Bogatikov, O. A. (1998). Mechanisms of concentration of elements of the platinum group in layered intrusions of the Karelian-Kola region. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii*, 40, 419–439. (In Russian)
- Trofimov, N. N. (1995). Mechanism of formation of stratiform gold-platinum-palladium and titanomagnetite mineralization in gabbrodolerite intrusions of the Lower Proterozoic of Karelia. In: *Blagorodnye metally i almazy Severa Evropeiskoi chasti Rossii*. Petrozavodsk, 97–98. (In Russian)
- Trofimov, N. N. and Golubev, A. I. (2008). *Pudozhgorsk precious metal titanium magnetite deposit*. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of the RAS Press. (In Russian)
- Trofimov, N. N. and Golubev, A. I. (1996). Genesis of complex precious metal and titanomagnetite mineralization in differentiated gabbro-dolerite intrusions of Karelia. In: *Krupnye i unikal'nye mestorozhdeniia redkikh i blagorodnykh metallov (Problemy genezisa i osvoeniia)*, 162–164. (In Russian)
- Velasco, F., Tornos, F., Hanchar, J. M. (2016). Immiscible iron- and silica-rich melts and magnetite geochemistry at the El Laco volcano (northern Chile): Evidence for a magmatic origin for the magnetite deposits. *Ore Geology Reviews*, 79, 346–366. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.007>

Received: July 7, 2022  
Accepted: March 20, 2023

#### Authors' information:

Sergey V. Petrov — petrov64@gmail.com  
Aleksy P. Borozdin — borozdin@lims-lab.com  
Ivan L. Oleynik — OleynikIL@polymetal.ru  
Irina P. Tarasova — geovestnik@spbu.ru  
Irina K. Kotova — kotova\_i@mail.ru  
Sergey R. Kotov — kotov\_s@yahoo.co.uk  
Yuliya S. Shelukhina — y.shelukhina@spbu.ru  
Ol'ga S. Kolusheva — olga.kolusheva@yandex.ru