



THE PALEOPROTEROZOIC IMANDRA-VARZUGA RIFTING STRUCTURE (KOLA PENINSULA): INTRUSIVE MAGMATISM AND MINERAGENY

V. V. Chashchin, F. P. Mitrofanov

Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia

Abstract: The article provides data on the structure of the Paleoproterozoic intercontinental Imandra-Varzuga rifting structure (IVS) and compositions of intrusive formations typical of the early stage of the IVS development and associated mineral resources. IVS is located in the central part of the Kola region. Its length is about 350 km, and its width varies from 10 km at the flanks to 50 km in the central part. IVS contains an association of the sedimentary-volcanic, intrusive and dyke complexes. It is a part of a large igneous Paleoproterozoic province of the Fennoscandian Shield spreading for a huge area (about 1 million km²), which probably reflects the settings of the head part of the mantle plume. Two age groups of layered intrusions were associated with the initial stage of the IVS development. The layered intrusions of the Fedorovo-Pansky and Monchegorsk complexes (about 2.50 Ga) are confined to the northern flank and the western closure of IVS, while intrusions of the Imandra complex (about 2.45 Ga) are located at the southern flank of IVS. Intrusions of older complexes are composed of rock series from dunite to gabbro and anorthosites (Monchegorsk complex) and from orthopyroxenite to gabbro and anorthosites (Fedorovo-Pansky complex). Some intrusions of this complexes reveal features of multiphase ones. The younger Imandra complex intrusions (about 2.45 Ga) are stratified from orthopyroxenite to ferrogabbro. Their important feature is comagmatical connection with volcanites. All the intrusive complexes have the boninite-like mantle origin enriched by lithophile components. Rocks of these two complexes with different age have specific geochemical characteristics. In the rocks of the Monchegorsk and Fedorovo-Pansky complexes, the accumulation of REE clearly depends on the basicity of the rocks, the spectrum of REE is non-fractionated and 'flat', and the Eu positive anomaly is slightly manifested. In the rocks of the Imandra complex, the level of REE accumulation is relatively higher. The spectrum of REE here differs with more fractionated LREE with a 'flat' distribution of HREE and distinct Eu anomalies. Rocks of all the intrusive complexes are characterized mostly by negative $\varepsilon_{Nd}(T)$ values, and ε_{Nd} values are distributed more heterogeneously in the rocks of the Monchegorsk complex than in the rocks of the Fedorovo-Pansky complex. Deposits and occurrences of Cr, complex PGE-Cu-Ni and low-sulfide Pt-Pd ores of the world class are spatially related and genetically associated with the IVS intrusive complexes. The Sopchezero deposit (Monchepluton of the Monchegorsk complex) and Bolshaya Varaka deposit (the same-name intrusion of the Imandra complex) represent a layered Cr mineralization. Complex PGE-Cu-Ni deposits are confined to Monchepluton. They occur in vein ores of the Nittis-Kumuzhya-Travyanaya massifs (which have been worked out) and Sopcha, vein PGE-Cu, injecting Ni ores mostly and bottom deposits of the Nittis-Kumuzhya-Travyanaya massifs, as well as in the Nyud 'critical' horizon. In the past 10–15 years, low-sulphide Pt-Pd ores were discovered as new for the Kola region. Two main types of such ores have been distinguished: (1) stratiform (rift) ores being consistent with the massifs' layering, and (2) basal ores located within lower marginal zones. Deposits of Kievev (West-Pansky massif of the Fedorovo-Pansky complex), horizon 330 of the Sopcha and Vurechuayvench (Monchepluton of the Monchegorsk complex) belong to the first type; the second type is represented by the Fedorovotundrovskoe (Fedorovo-Pansky complex), South Sopcha and Loypishnyun (Monchetundrovsky massif of Monchegorsk complex) deposits.

Key words: Imandra-Varzuga rifting structure, mantle plume, layered intrusions, minerageny, low-sulfide Pt-Pd mineralization.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: Chashchin V.V., Mitrofanov F.P. 2014. The Paleoproterozoic Imandra-Varzuga rifting structure (Kola Peninsula): intrusive magmatism and minerageny. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (1), 231–256. doi:10.5800/GT-2014-5-1-0126.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКАЯ РИФТОГЕННАЯ СТРУКТУРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МИНЕРАГЕНИЯ

В. В. Чащин, Ф. П. Митрофанов

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

Аннотация: В статье приведены данные о строении палеопротерозойской внутриконтинентальной Имандра-Варзугской рифтогенной структуры (ИВС), составе интрузивных образований ее раннего этапа развития и связанных с ними полезных ископаемых. ИВС расположена в центральной части Кольского региона, имеет протяженность около 350 км и ширину от 10 км на флангах до 50 км в центральной части и включает ассоциацию осадочно-вулканогенных, интрузивных и дайковых комплексов. Она входит в состав обширной изверженной палеопротерозойской провинции Фенноскандинавского щита, которая охватывает огромный площадной ареал развития (около 1 млн км²), отражающий, по-видимому, параметры головной части мантийного плюма. С начальным этапом развития ИВС связано формирование двух возрастных групп расслоенных интрузий. К северному борту и западному замыканию структуры приурочены расслоенные интрузии Федорово-Панского и Мончегорского комплексов с возрастом около 2.50 млрд лет, а к южному борту структуры – интрузии Имандровского комплекса с возрастом около 2.45 млрд лет. Интрузии более древних комплексов образованы рядом пород от дунитов до габбро и анортозитов (Мончегорский комплекс) и от ортопироксенитов до габбро и анортозитов (Федорово-Панский комплекс). При этом в некоторых интрузиях этих комплексов установлены признаки их многофазности. Интрузии более молодого Имандровского комплекса с возрастом около 2.45 млрд лет расслоены от ортопироксенитов до феррогаббро. Важной их особенностью является комагматическая связь с вулканитами. Все интрузивные комплексы образованы из бонинитоподобного мантийного источника, обогащенного литофильными компонентами. Для пород этих двух разновозрастных комплексов характерны свои отличительные геохимические особенности. В породах Мончегорского и Федорово-Панского комплексов наблюдается отчетливая зависимость накопления редкоземельных элементов (РЗЭ) от основности пород, нефракционированный «плоский» характер спектра РЗЭ и незначительно проявленные положительные Eu аномалии. В породах Имандровского комплекса уровень накопления РЗЭ сравнительно более высокий. Спектр РЗЭ в них отличается более фракционированным характером легких редкоземельных элементов (РЗЭ) при «плоском» распределении тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ) и отчетливо выраженными Eu аномалиями. Породы всех интрузивных комплексов характеризуются преимущественно отрицательными значениями параметра $\epsilon_{Nd}(T)$, при этом в породах Мончегорского комплекса распределение значений ϵ_{Nd} более гетерогенное, чем в породах Федорово-Панского комплекса. С интрузивными комплексами ИВС пространственно и генетически связаны месторождения и проявления Ст, комплексных платинометалло (ЭПГ)-Cu-Ni и малосульфидных Pt-Pd руд мирового уровня. Стратиформное хромовое оруденение представлено Сопчеозерским месторождением (Мончеплутон Мончегорского комплекса) и месторождением Большая Варака (одноименная интрузия Имандровского комплекса). Комплексные ЭПГ-Cu-Ni месторождения – приурочены к Мончегорскому плутону. Они присутствуют в жильных рудах массивов Ниттис-Кумужья-Травяная (отработаны) и Сопчи, жильных ЭПГ – Cu, инъекционных существенно Ni рудах и донной залежи массива Ниттис-Кумужья-Травяная, а также в «критическом» горизонте Ньюда. Малосульфидные Pt-Pd руды были выявлены в течение последних 10–15 лет и являются новыми для Кольского региона. Они делятся на два основных типа: стратиформные (рифовые), гармоничные с расслоенностью массивов, и базальные, локализованные в пределах нижних краевых зон. К первому типу относятся месторождения Киевей (Западно-Панский массив Федорово-Панского комплекса), 330-го горизонта Сопчи и Вурэчуайвенч (Мончеплутон Мончегорского комплекса), ко второму – Федоровотундровское (Федорово-Панский комплекс), Южносопчинское и Лойпишнюн (Мончетундровский массив Мончегорского комплекса).

Ключевые слова: Имандра-Варзугская рифтогенная структура, мантийный плюм, расслоенные интрузии, минерогения, малосульфидное Pt-Pd оруденение.

1. ВВЕДЕНИЕ

В пределах Фенноскандинавского щита, на территории Кольского полуострова, Карелии и Финляндии, широким развитием пользуются внутриконтинентальные палеопротерозойские рифтогенные структуры, объединяемые в обширную изверженную провинцию. В качестве наиболее вероятного механизма их формирования большинством исследователей рассматривается плюм-тектоническая модель [Puchtel et al., 1997;

Mitrofanov, Bayanova, 1999; Sharkov et al., 2000; Mitrofanov et al., 2013], адекватно объясняющая образование огромной Восточно-Скандинавской магматической провинции за счет поднятия перегретого нижнемантийного материала. При этом сходные магматические процессы проявляются с позднего архея до середины раннего протерозоя, что выражается в пространственной сопряженности неоархейских зеленокаменных поясов и палеопротерозойских рифтогенных структур региона [Sharkov et al., 2000].

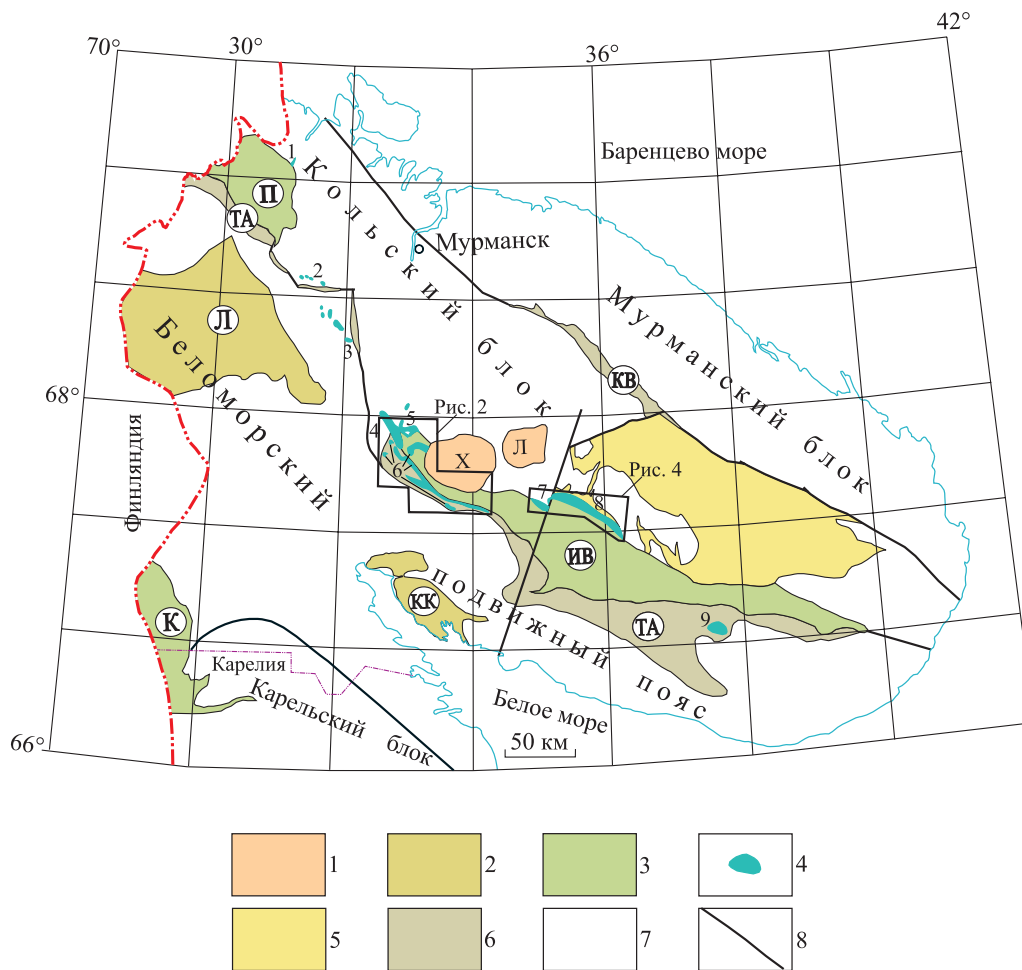


Рис. 1. Схема расположения Имандра-Варзугской структуры.

1 – палеозойские плутоны нефелиновых щелочных сиенитов и фойдолитов: Хибинский (Х), Ловозерский (Л); 2 – гранулитовые пояса: Лапландский (Л), Кандалакшко-Колвицкий (КК); 3 – палеопротерозойские рифтогенные структуры: Печенгская (П), Имандра-Варзугская (ИВ) и Куолярвинская (К); 4 – расслоенные базит-ультрабазитовые интрузии с возрастом около 2.45–2.52 млрд лет: г. Генеральская (1), Солозеро (2), Улитаозерская (3), Мончетундровская (4), Мончеплутон (5), Имандровский комплекс (6), Федорова тундра (7), Панские тундры (8), Песочная (9); 5 – неоархейская Кейвская структура с щелочными гранитами в ее обрамлении; 6 – неоархейские зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронинский (КВ), Терско-Аллареченский (ТА); 7 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования; 8 – разрывные нарушения.

Fig. 1. The scheme showing the location of the Imandra-Varzuga rifting structure.

1 – Paleozoic plutons of nepheline alkaline syenites and foidolites: Khibiny (X), Lovozero (L); 2 – granulitic belts: Lapland (L), Kandalaksha-Kolvitsa (KK); 3 – Paleoproterozoic riftogenic structures: Pechenga (P), Imandra-Varzuga (IV), Kuolajarvi (K); 4 – layered mafic-ultramafic intrusions (about 2.45–2.52 Ga): Mt. General'skaya (1), Solozero (2), Ulitaozero (3), Monchetundra (4), Monchepluton (5), Imandra complex (6), Fedorova tundra (7), Pana tundras (8), Pesochnaya (9); 5 – Neoproterozoic Keyvu structure framed by alkaline granites; 6 – Neoproterozoic greenstone belts: Kolmozero-Voronya (KV), Tersko-Allarechka (TA); 7 – Archean metamorphic and ultrametamorphic formations; 8 – faults.

Для обширной изверженной провинции Фенно-скандинавского щита характерен огромный площадной ареал развития (около 1 млн км²), который включает тесную пространственную ассоциацию протяженных вулканических и интрузивных поясов, а также дайковых роев и отражает, по-видимому, параметры головной части мантийного плюма [Mitrofanov et al., 2013].

Имандра-Варзугская структура (ИВС) является одной из типовых и крупнейших структур провинции и частью некогда единого Печенгско-Варзугского пояса,

включающего ИВС и Печенгскую структуру (рис. 1). Е.Е. Милановский был одним из первых, кто отметил близость Печенгской и Имандра-Варзугской структур (палеоавлакогенов) к современным эпиplatformным рифтам щелевого типа, отличающимся наличием внутренней складчатости, обусловленной сменой начального режима растяжения на последующее сжатие [Milanovsky, 1976, 1983].

ИВС расположена в центральной части Кольского региона, ориентирована в субширотном-северо-западном направлении при протяженности около 350 км и

ширине от 10 км на флангах до 50 км в центральной части (рис. 1). Она включает ассоциацию осадочно-вулканогенных, интрузивных и дайковых комплексов. С севера-северо-востока ИВС контактирует с породами архейского Кольского блока, а также позднеархейскими щелочными гранитами обрамления Кейвской структуры, а с юга-юго-запада граничит с вулканитами позднеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса, имея с ним тесную пространственную сопряженность (рис. 1).

ИВС обладает наиболее полным разрезом слагающих ее осадочно-вулканогенных пород, который начинается с сумий и в этом отношении не имеет аналогов в регионе. Весь объем осадочно-вулканогенных образований ИВС делится на десять циклических пар в ранге свит, которые объединены в три серии: стрельнинскую (сумий), варзугскую (сариилий и ятулий) и томингскую (людиковий и калевий). Таким образом, осадочно-вулканогенные образования ИВС характеризуют временной интервал проявления геологических процессов от 2550 до 1880 млн лет, т.е. на протяжении почти 700 млн лет.

В основании свит залегают осадочные породы, а в верхах – вулканогенные. Осадочные образования представлены метаморфизованными граувакками, аркозами, кварцитами, доломитами, углеродистыми сланцами, иногда с конгломератами в основании [Gorbunov, 1982]. Суммарная мощность осадочных образований достигает 4 км. Вулканиты представлены широким спектром пород от низкотитанических пикритов и базальтов до андезитов, дацитов и риолитов с преобладанием базальтов. Они связаны с развитием в стрельнинское время трещинных щитовых вулканов, которые сменялись центральными на конечных стадиях циклов. Высокая интенсивность извержений в раннем палеопротерозое постепенно уменьшалась к его позднему этапу. Суммарная мощность вулканитов составляет около 11 км [Gorbunov, 1982].

Интерес, который продиктован к ИВС, обусловлен тем, что с ней пространственно и генетически связано подавляющее большинство расслоенных интрузий Кольского региона, несущих важные в промышленном отношении стратегические месторождения Cr, ЭПГ-Cu-Ni и Pt-Pd руд. Данная статья посвящена характеристике интрузивного магматизма ИВС и ассоциирующей с ним минерации.

2. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ИВС

С начальным этапом развития ИВС связано формирование двух возрастных групп расслоенных интрузий. К северному борту и западному замыканию структуры приурочены расслоенные интрузии Мончегорского и Федорово-Панского комплексов с началом формирования около 2.5 млрд лет, а к южному борту структуры – интрузии Имандровского комплекса с

возрастом около 2.45 млрд лет (рис. 2).

В состав Мончегорского комплекса входят: собственно Мончегорский плутон, Мончетундровская интрузия и Островской массив (рис. 2). *Мончеплутон* площадью около 55 км² на современном эрозионном срезе имеет дугообразную форму и состоит из двух ветвей (камер): северо-западной, представленной массивами Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ), и субширотной, сложенной массивами Сопча-Нюд-Поаз (рис. 3). Они имеют мульдообразную форму с пологим падением первичной расслоенности и трахитоидности под углами 10–25° к центру мульды и более крутым падением контактов (до 45°). По данным бурения установлено, что плутон полого погружается на юго-запад и на юго-восток.

Мончегорский плутон сложен дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами, норитами и габбро-норитами, образующими единый сингенетический ряд пород [Kozlov, 1973]. Он отчетливо дифференцирован в вертикальном и горизонтальном направлениях, что в общем виде выражается в понижении основности пород снизу вверх и с запада на восток. Разрезы массивов НКТ и Сопча сложены (снизу вверх): кварцсодержащими норитами и габбро-норитами придонной зоны мощностью 10–100 м, гарцбургитами (100–200 м), чередованием гарцбургитов и ортопироксенитов (250–400 м), ортопироксенитами (300–700 м). Общая мощность массива НКТ увеличивается с севера на юг от 200–300 до 800–1000 м, мощность пород массива Сопча составляет 1100–1600 м и является максимальной для Мончеплутона [Mitrofanov, Smol'kin, 2004a]. В восточной части плутона, в районе массивов Нюд-Поаз, при общей мощности разреза около 800 м придонная часть сложена кварцсодержащими норитами и габбро-норитами мощностью до 50 м, выше по разрезу развиты меланократовые нориты, которые в верхней части сменяются на мезо- и лейкократовые нориты и габбро-нориты (Поаз). В средней части разреза массива Нюд залегает «критический» горизонт, сложенный закономерным чередованием мезо- и меланократовых норитов, плагиоортопироксенитов, габбро-норитов, гарцбургитов, микрогаббро и микрогаббро-норитов, а также интенсивно ороговикованных высокоглиноземистых сланцев кровли. В юго-восточной части плутона, вблизи его контакта с вулканитами ИВС, развиты метаморфизованные габбро-нориты и плагиоклазиты массива Вурэчуайвенч, степень изменения которых возрастает по направлению к вулканитам.

Возраст некоторых пород массива, определенный U-Pb методом по циркону и бадделеиту, укладывается в диапазон от 2508 до 2493 млн лет (табл. 1). Сходство возрастных характеристик пород, в т.ч. из платиновых рифов, по-видимому, подтверждает вывод [Kozlov, 1973] о том, что все породы массива формировались в ходе единой внутрикамерной дифференциации расплава.

Мончетундровский массив имеет форму сильно

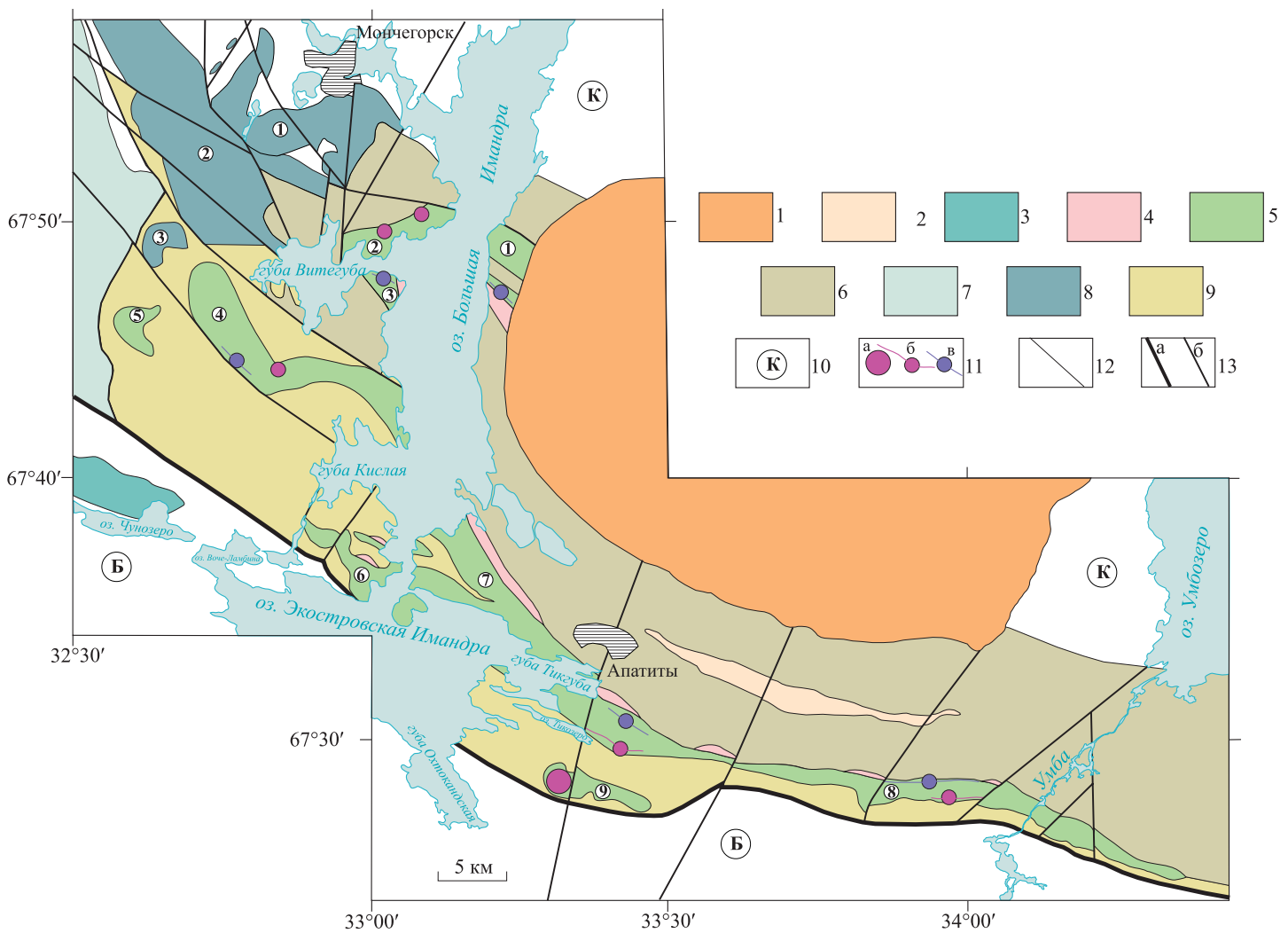


Рис. 2. Схема геологического строения западного замыкания Имандра-Варзугской рифтогенной структуры.

1 – палеозойский Хибинский плутон щелочных нефелиновых сиенитов и фойдитов; 2–8 – палеопротерозойские интрузивные и вулканогенно-осадочные образования: 2 – массив щелочных сиенитов Соустова с возрастом 1860 ± 8 млн лет [Arzamastsev et al., 2001], 3 – массив габбро-норитов Нярк-Тундры; 4 – субщелочные анатектит-граниты и кварцевые диориты, 5 – расслоенные мафитовые интрузии Имандровского комплекса: Прихибинский (1), Мончеполуострова (2), г. Сеяваренч (3), г. Девичья (4), г. Ягельная (5), Оспе-Лувтуайвенч (6), Экостровский (7), Умбареченский (8), Большая Варака (9), 6 – Имандра-Варзугская рифтогенная структура, 7 – массив анортозитов, лейкогаббро, лейкогаббро-норитов и лейконоритов Чуна Тундры, 8 – Мончегорский комплекс расслоенных интрузий: Мончеплутон (1), Мончетундровский массив (2), Островской массив (3); 9 – неoarхейский Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс; 10 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования Кольского блока (К) и Беломорского подвижного пояса (Б); 11 – месторождения (а), проявления и рудные горизонты (б) хромовых руд, проявления и рудные горизонты ванадийсодержащих ильменит-титаномангнетитовых руд (в); 12 – геологические границы; 13 – разрывные нарушения: главные (а), второстепенные (б).

Fig. 2. The scheme showing the geological structure of the western closure of the Imandra-Varzuga rifting structure.

1 – Paleozoic Khibiny pluton of alkaline nepheline syenites and foidolites; 2–8 – Paleoproterozoic intrusive and volcano-sedimentary formations: 2 – Soustov alkaline syenite massif (1860 ± 8 Ma) [Arzamastsev et al., 2001], 3 – Nyark Tundra gabbro-norite massif, 4 – subalkaline anatectite-granites and quartz diorites, 5 – layered mafic intrusions of Imandra complex: Prikhibinsky (1), Monchepoluostrov (2), Mt. Seyavarench (3), Mt. Devichya (4), Mt. Yagelnaya (5), Ospe-Luvtuayvench (6), Ekostrovskiy (7), Umbarechenskiy (8), Bolshaya Varaka (9), 6 – Imandra-Varzuga rifting structure, 7 – anorthosites, leucogabbro, leucogabbro-norites and leuconorites of the Chuna Tundra massif, 8 – Monchegorsk complex of layered intrusions: Monchepluton (1), Monchetundra massif (2), Ostrovskoy massif (3); 9 – Neoproterozoic Tersko-Allarechka greenstone belt; 10 – Archean metamorphic and ultrametamorphic formations of Kola block (K) and Belomorian mobile belt (B); 11 – deposits (a), manifestations and ore horizons (b) of chromic ores, manifestations and ore horizons of vanadium-bearing ilmenite-titanomagnetitic ores (v); 12 – geological boundary; 13 – main (a) and secondary (b) faults.

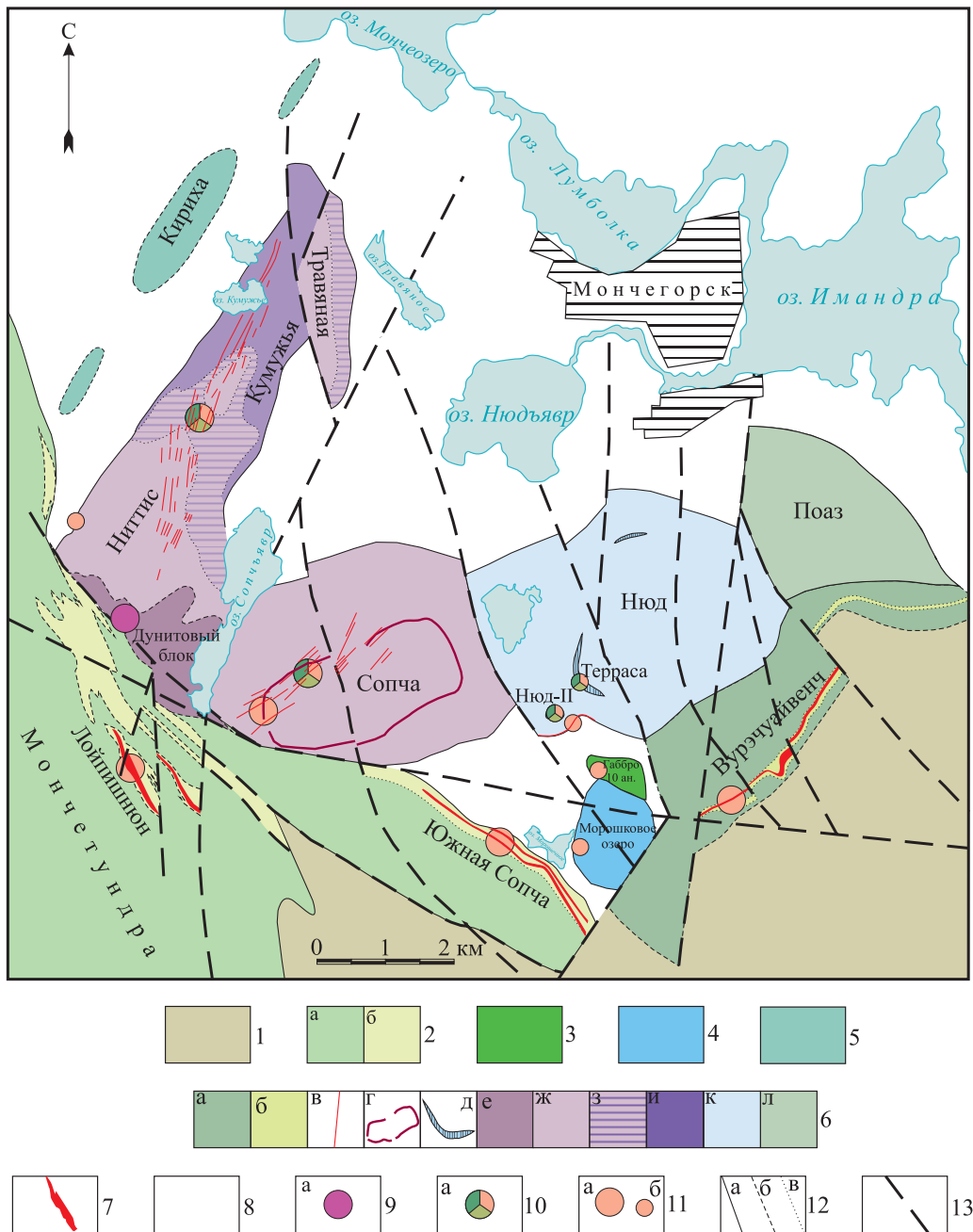


Рис. 3. Схема размещения месторождений и проявлений в пределах Мончеплутона и его обрамления.

1 – Имандра-Варзугская рифтогенная структура; 2 – Мончетундровский массив: верхняя зона – метагаббро, метагаббро-нориты и анортозиты средне-крупнозернистые (а), нижняя зона – нориты и ортопироксениты мелко-среднезернистые (б); 3 – кварцевое метагаббро массива 10-й аномалии; 4 – нориты лейко-мезократовые массива Моршковое озеро; 5 – габбро-нориты массива Кириха; 6 – Мончеплутон: метагаббро-нориты (а) и плагиоклазиты (б) предгорий Вурэчуайвенч, сульфидные жилы (в), пласт 330-го горизонта (г), «критический горизонт» (д), Дунитовый блок (е), ортопироксениты (ж), переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов (з), гарцбургиты (и), нориты (к), габбро-нориты (л); 7 – горизонты сульфидной платинометаллической минерализации; 8 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования Кольского блока; 9–11 – месторождения (а) и проявления (б): 9 – хромовых руд, 10 – платино-медно-никелевых руд, 11 – малосульфидных платинометаллических руд; 12 – геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б), фациальные (в); 13 – разрывные нарушения.

Fig. 3. The scheme showing locations of deposits and manifestations within Monchepluton and its framing.

1 – Imandra-Varzuga rifting structure; 2 – Monchetundra massif: upper zone – medium- and coarse-grained metagabbro, metagabbro-norites (a), lower zone – fine- and medium-grained norites and orthopyroxenites (b); 3 – quartz metagabbro of Anomaly 10 massif; 4 – leuco-mesocratic norites of Lake Moroshkovoe massif; 5 – gabbro-norites of Kirixa massif; 6 – Monchepluton: metagabbro-norites (a) and plagioclases (b) of Vurechuayvench foothills, sulfide veins (v), bed of Horizon 330 (r), 'critical horizon' (d), Dunitic block (e), orthopyroxenites (z), interbedding orthopyroxenites and harzburgites (z), harzburgites (i), norites (k), gabbro-norites (l); 7 – horizons of sulfide PGE mineralization; 8 – Archean metamorphic and ultrametamorphic formations of Kola block; 9–11 – deposits (a) and manifestations (b): 9 – chromic ores, 10 – PGE-Cu-Ni ores, 11 – low-sulfide PGE ores; 12 – proved (a), inferred (b) and facial (v) geological boundaries; 13 – faults.

Таблица 1. U-Pb возраст пород Мончегорского плутона

Table 1. U-Pb age of Monchepluton rocks

Массивы	Породы	Возраст, млн лет	Минералы	Источник
НКТ	кварцевый норит	2507±9	Zr	[Mitrofanov, Smol'kin, 2004b]
Нюд	габбро-пегматит	2504.4±1.5	Zr	[Amelin et al., 1995]
	габбро-пегматит	2500±5	Zr, bad	[Mitrofanov, Smol'kin, 2004b]
	норит	2493±7	Zr	[Balashov et al., 1993]
Вурэчуайвенч	метаплагиоклазит	2508±7	Zr	[Pripachkin et al, 2012]
	метагаббро-норит	2504±8	Zr	
	метагаббро-норит	2497±21	Zr, bad	[Mitrofanov, Smol'kin, 2004b]

вытянутого овала и протяженность около 30 км при ширине 2–6 км (см. рис. 2). В поперечном разрезе массив имеет форму мульды с падением трахитоидности и первичной полосчатости к ее центру. Вертикальная мощность сохранившейся части массива по данным глубокого структурного бурения составляет около 2 км, а его кровля и верхняя часть эродированы. С Мончегорским плутоном массив имеет тектонический контакт, в пределах которого контактируемые породы обеих интрузий разбиты на ряд узких линейных блоков, разделенных blastomylonitami. По данным глубокого структурного бурения Мончетундровский массив состоит из двух зон: нижней – норит-ортопироксеновой с прослоями и линзами метадунитов и гарцбургитов и верхней – лейкогаббро-норитовой и габбро-анортозитовой [Mitrofanov, Smol'kin, 2004a]. Возраст среднезернистых мезократовых габбро-норитов средней части Мончетундровского массива находится в интервале 2501–2505 млн лет [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b; Bayanova, 2004]. Для крупнозернистых лейкогаббро и лейкогаббро-норитов из верхней части массива определен возраст в 2476–2453 млн лет [Mitrofanov et al., 1993; Nerovich et al., 2009; Bayanova et al., 2010], что может свидетельствовать о фазных соотношениях между этими породами или о длительности формирования массива.

Островской массив имеет в плане неправильно-округлую форму размером 3.5×(3–4) км (см. рис. 2) и воронкообразную в разрезе. В его разрезе выделяются три зоны (сверху вниз): габбро-норитов (250 м), чередования вебстеритов и лерцолитов (130 м) и оливинитов с редкими прослоями лерцолитов и вебстеритов (свыше 600 м) [Mitrofanov, Smol'kin, 2004a].

Федорово-Панский комплекс имеет протяженность около 90 км при мощности до 4 км. Тектоническими нарушениями комплекс разбит на четыре блока, рассматриваемых в качестве самостоятельных массивов: Федорова тундра, Ластьяврский, Западно-Панский и Восточно-Панский [Schissel et al., 2002] (рис. 4). Согласно последним данным, каждый из этих массивов представлял собой самостоятельную магматическую камеру со своей историей формирования и различными механизмами их внутрикамерной дифференциации

[Korchagin, Mitrofanov, 2008].

Массив Федорова тундра имеет линзовидную форму в плане размером 15×5 км и сложен в основании такситовыми габбро-норитами, выше которых залегает зона плагиортопироксенов и норитов мощностью до 200 м, затем габбро-норитов и норитов мощностью 200–800 м, и завершает разрез зона габбро мощностью более 1000 м (рис. 4).

Ластьяврский массив имеет линзовидную форму размером 5.0×1.8 км, ориентированную в северо-западном направлении. Разрез массива представлен такситовыми габбро-норитами мощностью 50 м в основании, выше залегают нориты и плагиортопироксены краевой зоны мощностью 150–200 м и габбро-нориты верхней зоны мощностью до 1 км.

Западно-Панский массив имеет пластообразную форму протяженностью около 30 км и отделен от Ластьяврского массива мощной зоной Цагинского разлома. Он сложен главным образом габбро-норитами, среди которых выделяются два расслоенных горизонта. В его разрезе выделяются (снизу вверх): метагабброиды краевой зоны мощностью 70 м, нориты мощностью 50 м и габбро-нориты мощностью 2500 м. Нижний расслоенный горизонт залегает в 600–800 м от подошвы массива, образован тонким чередованием контрастных по составу пород (норитов, пироксенов, пятнистых габбро и анортозитов). Верхний расслоенный горизонт представляет собой чередование разнозернистых габбро-норитов, норитов и анортозитов.

Восточно-Панский массив располагается к юго-востоку от Западно-Панского, его протяженность составляет около 20 км, неполная видимая мощность массива достигает 4.5 км (рис. 4). От Западно-Панского массива он отличается характером расслоенности, резким преобладанием габбро в верхних частях разреза. В разрезе Восточно-Панского массива выделены три зоны. В основании массива залегает нижняя краевая зона мощностью около 100 м, представленная мелкозернистыми габбро-норитами. Выше залегает габбро-норитовая зона мощностью до 1.5 км, сложенная равномернозернистыми, такситовыми и пойкилитовыми габбро-норитами. Завершает разрез массива

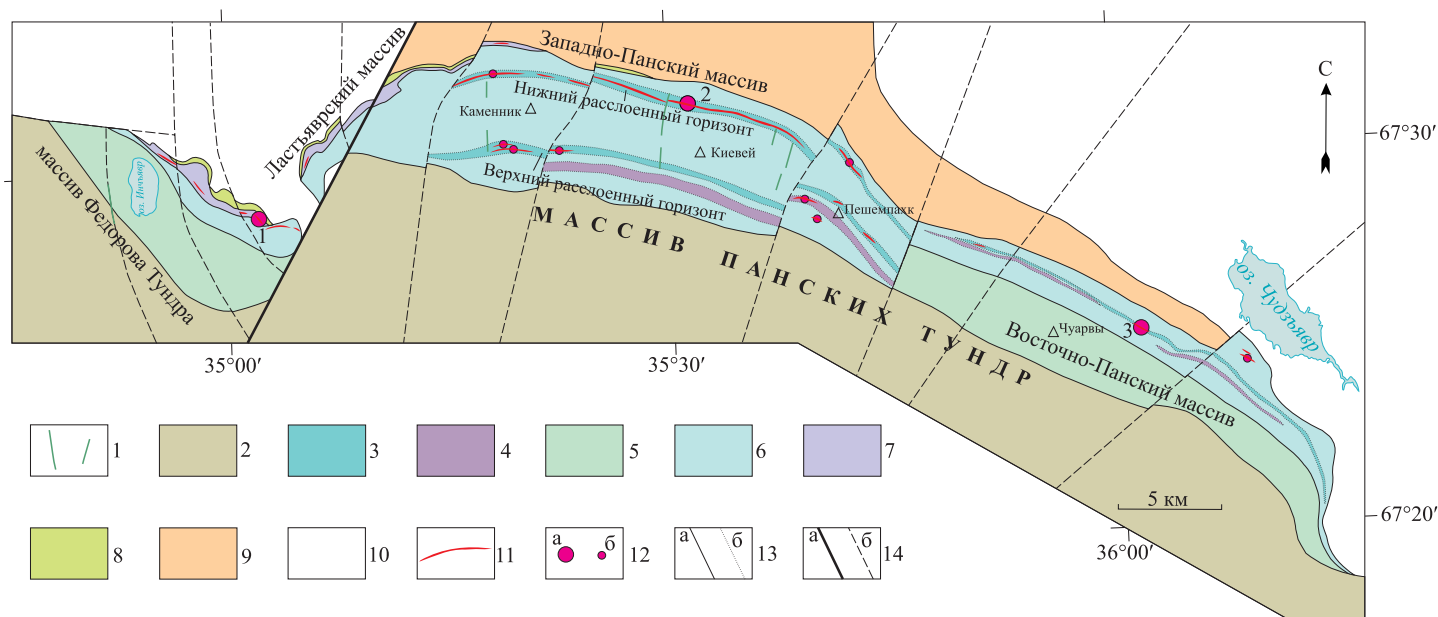


Рис. 4. Схема геологического строения Федорово-Панского комплекса, по [Korchagin, Mitrofanov, 2008] с авторскими дополнениями.

1 – дайки метагаббро-долеритов; 2 – Имандро-Варзугская рифтогенная структура; 3–8 – Федорово-Панский комплекс расслоенных интрузий: 3 – тонкорасслоенные горизонты, 4 – оливиновые горизонты, 5 – габбро, 6 – габбро-нориты, 7 – нориты и плагиоортопироксениты, 8 – такситовые габбро-нориты краевой зоны; 9 – позднеархейские щелочные граниты; 10 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования Кольского блока; 11 – горизонты сульфидной и платинометальной минерализации; 12 – месторождения (а) (1 – Федоровотундровское, 2 – Киевей, 3 – Восточное Чуарвы) и проявления (б) ЭПГ; 13 – геологические границы: достоверные (а), фациальные (б); 14 – разрывные нарушения: главные (а), второстепенные (б).

Fig. 4. The scheme showing the geological structure of the Fedorovo-Pana complex according to data from [Korchagin, Mitrofanov, 2008] and the author's data.

1 – metagabbro-dolerite dykes; 2 – Imandra-Varzuga rifting structure; 3–8 – Fedorovo-Pana complex of layered intrusions: 3 – laminated horizons, 4 – olivine horizons, 5 – gabbro, 6 – gabbro-norites, 7 – norites, 8 – taxitic gabbro-norites of the marginal zone; 9 – Late Archean alkaline granites; 10 – Archean metamorphic and ultrametamorphic formations of Kola block; 11 – horizons of sulfide and PGE mineralization; 12 – PGE deposits (a) (1 – Fedorovotundrovskoe, 2 – Kiev, 3 – East Chuarvi) and manifestations (b); 13 – proved (a) and facial (b) geological boundaries; 14 – main (a) and secondary (b) faults.

габбровая зона мощностью до 3 км, представленная крупнозернистым и пегматоидным габбро с прослоями лейкократовых, оливиновых и магнетитовых разновидностей (рис. 4).

По многочисленным изотопно-возрастным определениям U-Pb и Sm-Nd методами [Amelin et al., 1995; Bayanova, 2004; Nitkina, 2006; Serov, 2008; Groshev et al., 2009] временной интервал формирования пород и руд Федорово-Панского комплекса был очень длительным, в диапазоне 2526–2447 млн лет. При этом развитие Федоровотундровской рудной системы (расслоенной базитовой серии пород и рудоформирующей дополнительной магматической габбро-норитовой фазы) происходило в два этапа (2510±10 и 2485±9 млн лет), а малосульфидные платинометальные рифы Западно-Панского массива обязаны своим появлением более поздним процессам жильного анортозитобразования (~2470 и ~2450 млн лет) в массе более ранних (2495±5 млн лет) грубо расслоенных габбро-норитов.

Имандровский комплекс объединяет несколько от-

дельных интрузий (см. рис. 2), которые, как предполагается, являются фрагментами первоначально единой крупной интрузии, названной Имандровским лополитом [Dokuchaeva et al., 1980, 1982].

Одним из типовых массивов комплекса является Умбареченский, который имеет пластовую форму протяженностью 50 км и мощностью от 0.5 до 2 км. Он имеет моноклинальное залегание с падением на север и северо-восток под углами от 40–50 до 70°. На основании бурения поисковых скважин в разрезе Умбареченского массива выделяются четыре зоны [Chashchin et al., 2008]:

- нижняя зона (мощность 30–40 м) амфиболитизированных пироксенитов и меланократовых норитов с горизонтами хромититов мощностью 0.2–2.0 м;
- главная зона (мощность 500–550 м) габбро-норитов, различающихся по текстурно-структурным особенностям;
- переходная зона (мощность 250–300 м) чередующихся мезо-лейкократовых габбро и габбро-норитов с

Т а б л и ц а 2. U-Pb возраст пород из массивов Имандровского комплекса

T a b l e. 2. U-Pb age of rocks from Imandra complex massifs

Массивы	Породы	Возраст, млн лет	Минералы	Источник
Прихибинский	гранофир	2442.2±1.7	Bad	[Amelin et al., 1995]
	гранофир	2434±15	Zr, bad	[Bayanova, 2004]
	плаггиоклазит	2437±11	Bad	[Galimzyanova et al., 1998]
Большая Варака	габбро-норит	2446±39	Zr, bad	[Bayanova, 2004]
	габбро-пегматит	2440±4	Zr	
	монцодиорит	2398±21	Zr	
	оливиновый габбро-норит	2395±5	Zr, bad	
Умбареченский	норит	2441.0±1.6	Zr	[Amelin et al., 1995]
	норит	2437±7	Zr, bad	[Bayanova, 2004]

горизонтом плаггиоклазитов мощностью 15 м в кровле; - верхняя зона (мощность 100–150 м) кварцсодержащих лейко-мезократовых метаморфизованных феррогаббро с горизонтами титаномагнетитовых руд мощностью до 20 м, прослоями ферродиоритов и кварцевых ферродиоритов в кровле.

Время формирования различных интрузий Имандровского комплекса укладывается преимущественно в интервал 2446–2437 млн лет. Для пегматоидных габбро-норитов и дайки монцодиоритов, секущих габбро-нориты массива Большая Варака, установлен более молодой возраст (2395 и 2398 млн лет, соответственно), что дает основание для отнесения этих пород к поздней фазе данного комплекса (табл. 2).

Зачастую в кровле некоторых интрузий комплекса на их контакте с кислыми вулканитами сейдореченской свиты наблюдаются гранофировые породы гранитного состава (см. рис. 3). Это мелко-среднезернистые породы, состоящие из кварца (20–30 %), плаггиоклаза (55–75 %), микроклина (до 20 %), биотита (лепидомелан, 3–10 %) и мусковита (до 5 %). В качестве второстепенных минералов присутствуют эпидот и карбонат, в аксессуарных количествах встречаются титанит, апатит и рудный минерал. Структура пород гранофировая с участками гипидиоморфнозернистой и бластогранитной.

Возраст гранофиров, определенный U-Pb методом по циркону и бадделеиту, находится в пределах 2442–2434 млн лет (табл. 2). Приуроченность гранофиров к верхней зоне габброидов Имандровского комплекса, зависимость их состава от состава вмещающих пород позволяют рассматривать их возникновение в результате частичного подплавления вышележащих пород сейдореченской свиты при внедрении интрузий габброидов. Близость возраста формирования и состава вулканитов сейдореченской свиты и пород Имандровского комплекса послужила аргументом для объединения их в единую сумийскую вулканоплутоническую ассоциацию [Chashchin et al., 2008]. В нижней части разреза некоторых интрузий комплекса присутствуют месторождения и проявления хромовых руд, связан-

ные с маломощными горизонтами хромитового оруденения, а в верхней – ванадий-титановые проявления, приуроченные к горизонтам ильменит-титаномагнетитового оруденения (см. рис. 2).

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ПОРОДАХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Для распределения РЗЭ в различных породах Мончегорского плутона характерно закономерное возрастание их содержаний по мере снижения основности пород. В перидотитах и пироксенитах НКТ и Сопчи оно в 1–5 раз выше хондрита. Исключение составляют перидотиты 330-го горизонта Сопчи, отличающиеся наиболее низкими содержаниями РЗЭ – 0.2–1.0 относительно хондрита. В основных породах Ньюда и Вурэчуайвенча обогащенность РЗЭ в 6–20 раз больше хондрита (рис. 5, А). Для всех пород Мончеплутона характерно слабое фракционирование легких РЗЭ и отсутствие фракционирования тяжелых РЗЭ. При этом особенностью перидотитов и пироксенитов Мончеплутона является отсутствие положительных аномалий Eu (исключение составляет одна проба из перидотита Дунитового блока), тогда как основные породы Ньюда и Вурэчуайвенча выделяются положительными Eu аномалиями: слабыми в норитах, повышенными в габбро-норитах и плаггиоклазитах (рис. 5, А), что связано с наличием в их составе кумулюсного плаггиоклаза.

Примечательным является существенное сходство спектра распределения РЗЭ в породах краевой и расслоенной серий массива Федорова тундра с габброидами Мончеплутона (рис. 5, А), что свидетельствует об их генетическом единстве.

Породы Имандровского комплекса характеризуются умеренным обогащением легкими РЗЭ, в 10–40 раз превышающим хондритовый уровень, и относительно ровным, «плоским» спектром распределения тяжелых РЗЭ с характерной положительной Eu аномалией, обусловленной кумулюсным фракционированием плаггиоклаза (рис. 5, Б). Сходный с интрузивными породами

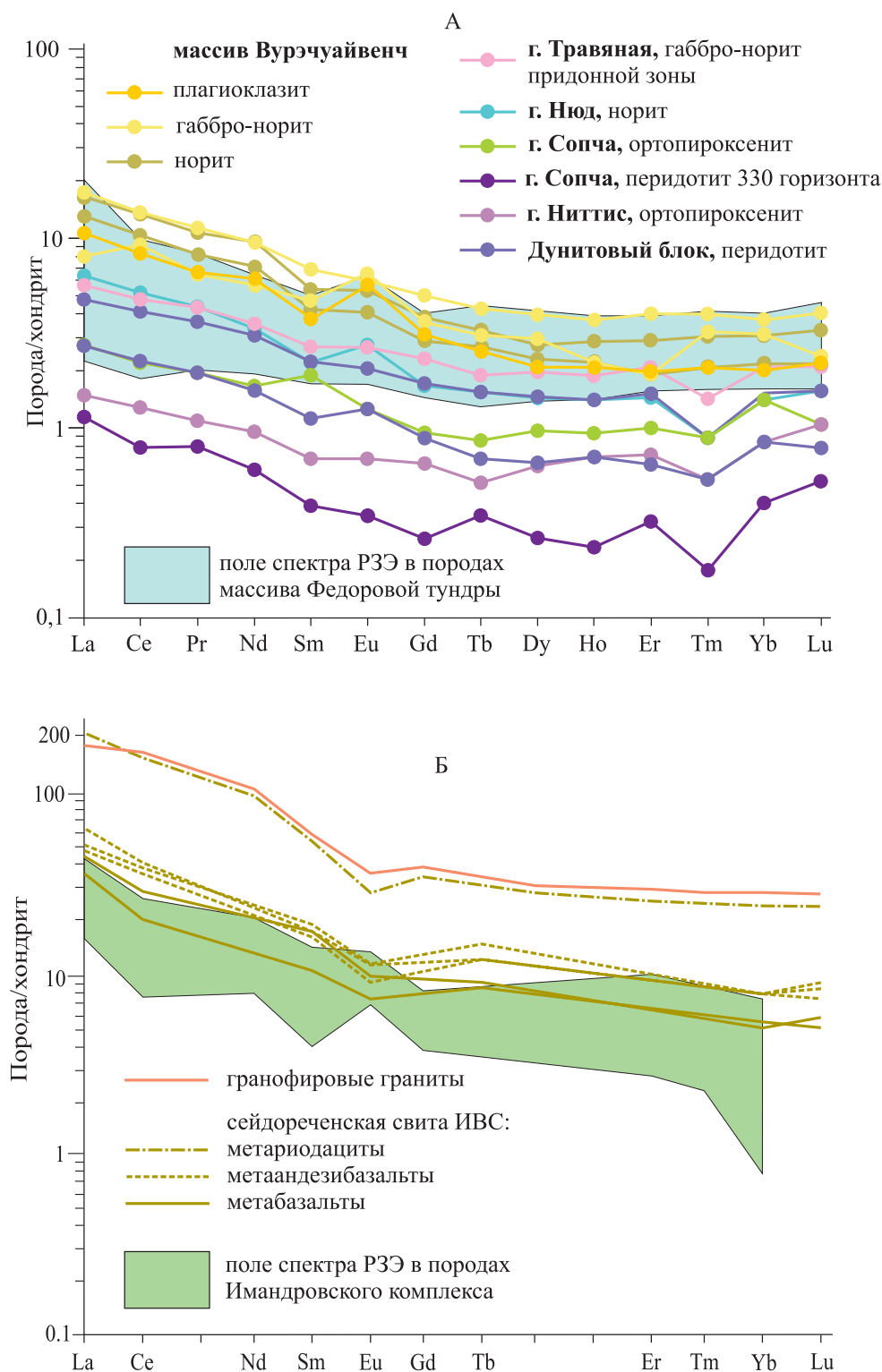


Рис. 5. Распределение хондрит-нормализованных содержаний РЗЭ в породах Мончегорского плутона, по [Krivolutskaya et al., 2010; Mitrofanov, Smol'kin, 2004a], массива Федорова тундра, по [Groshev, 2010] (А), Имандровского комплекса, по [Mitrofanov, Smol'kin, 2004a], вулканитах сейдореченской свиты ИВС, по [Mints et al., 1996] и гранофировых гранитах, по [Bayanova et al., 1993] (Б).

Fig. 5. Distribution of chondrite-normalized REE contents in Monchepluton rocks according to [Krivolutskaya et al., 2010; Mitrofanov, Smol'kin, 2004a], Fedorova Tundra massif according to [Groshev, 2010] (A), Imandra complex according to [Mitrofanov, Smol'kin, 2004a], volcanites of Seidorechka suites according to [Mints et al., 1996], and granophyres granites according to [Bayanova et al., 1993] (B).

Имандровского комплекса уровень фракционирования РЗЭ имеют метабаазальты и метаандезибаазальты сейдореченской свиты ИВС, отличаясь от них наличием отрицательной Eu аномалии. Распределение РЗЭ в метариодацитах сейдореченской свиты характеризуется еще большей степенью фракционирования с обогащением легкими РЗЭ, в 200 раз превышающим хондритовый уровень, с аналогичной отрицательной Eu аномалией. Таким образом, спектры РЗЭ в вулканитах сейдореченской свиты располагаются субпараллельно друг другу с последовательным увеличением концентраций РЗЭ по мере снижения основности пород (рис. 5, Б). При этом наличие отрицательной Eu аномалии в вулканитах обусловлено, вероятно, частичным накоплением плагиоклаза в остаточном магматическом источнике. Обращает на себя внимание практически одинаковый характер распределения РЗЭ в метариодацитах и гранофирах (рис. 5, Б), что является веским аргументом в пользу представления об образовании последних за счет подплавления кислых вулканитов. Сходный характер распределения РЗЭ в породах Имандровского комплекса и вулканитах сейдореченской свиты может свидетельствовать об образовании их из одного магматического источника и является дополнительным аргументом в пользу объединения их в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

4. Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

На диаграмме ϵ_{Nd} –время (рис. 6) магматические породы ИВС можно разделить на две группы. К первой относятся расслоенные интрузии и вулканиты раннего этапа ее развития. Они характеризуются в основном отрицательными значениями ϵ_{Nd} , расположенными существенно ниже уровня деплетированной мантии (рис. 6). В частности, в интрузивных породах Мончеплутона определены преимущественно отрицательные, но в отдельных случаях и положительные значения величины ϵ_{Nd} . В частности, положительные значения установлены для ортопироксенитов г. Сопча (+1.18) и оливиновых ортопироксенитов г. Кумужья (+0.29), для остальных пород установлены отрицательные значения ϵ_{Nd} , варьирующиеся в широком диапазоне – (–0.17 ÷ –2.64) [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b]. Для массива предгорий Вурэчуайвенч получены весьма низкие значения ϵ_{Nd} = –2.98 [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b], что может свидетельствовать о большей степени контаминации его родоначального расплава породами кровли магматической камеры. Наиболее низкие значения ϵ_{Nd} установлены для пород «критического» горизонта Ньюда: меланоритов (–2.75) и плагиогарцбургитов (–6.06) [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b], что показывает существенную роль контаминации коровым материалом расплава, исходного для пород «критического» горизонта. В породах Мончетундровского массива значения величины

ϵ_{Nd} также характеризуются значительным разбросом (рис. 6). Так, в меланократовых норитах нижней зоны массива величина ϵ_{Nd} составляет –1.58 [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b], а в породах верхней зоны она изменяется от +2.03 до –3.41 [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b; Nerovich et al., 2009].

Для пород Западно-Панского массива Федорово-Панского комплекса значения ϵ_{Nd} варьируются от –0.20 в норитах краевой зоны до –2.41 в габбро-норитах его верхней зоны (рис. 6) [Serov, 2008]. В целом, все расслоенные интрузии ИВС характеризуются в основном отрицательными значениями величины ϵ_{Nd} , что свидетельствует о близких типах их обогащенных мантийных источников. Подобные характеристики определены и для всех палеопротерозойских интрузий Фенноскандинавского щита, что отчетливо видно на примере расслоенных интрузий Карелии и Финляндии (рис. 6) и свидетельствует об их образовании из обогащенного литофильными компонентами мантийного резервуара. Некоторые различия величин ϵ_{Nd} в породах палеопротерозойских расслоенных интрузий, в том числе появление среди них редких плюсовых значений, возможно, связаны с суммарным эффектом нескольких процессов, в том числе многократным пульсационным поступлением в магматическую камеру нескольких порций магматических расплавов, изотопный состав которых менялся со временем, контаминацией расплавами вмещающих коровых пород во время продвижения магм вверх или после заполнения ими промежуточных камер.

Вторая группа представлена ферропикритами и комагматическими им габбро-верлитовыми интрузиями Печенгской структуры с возрастом 1990±40 и 1982±8 млн лет, соответственно [Smol'kin, 1992; Smol'kin, Bayanova, 1999], для которых характерны положительные значения ϵ_{Nd} , расположенные несколько ниже уровня деплетированной мантии (рис. 6). Таким образом, величина ϵ_{Nd} в мантийных источниках пород Печенгской и Имандра-Варзугской структур изменялась от ϵ_{Nd} < 0 в сумии (2.5–2.4 млрд лет) до ϵ_{Nd} > 0 в людиковии (2.1–1.9 млрд лет). Это свидетельствует о смене мантийного источника в процессе эволюции рифтогенеза с обогащенного (бонинитоподобного) на деплетированный (пикритовый).

5. МИНЕРАГЕНИЯ

Основу минерагения ИВС составляют месторождения и проявления Cr, комплексных ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидных Pt-Pd руд, пространственно и генетически связанные с Мончегорским, Федорово-Панским и Имандровским комплексами. Большинство комплексных ЭПГ-Cu-Ni месторождений приурочены к Мончеплутону и известны с конца 30-х годов прошлого века. В то же время за последние 15–20 лет были выявлены новые для региона месторождения хромовых и мало-

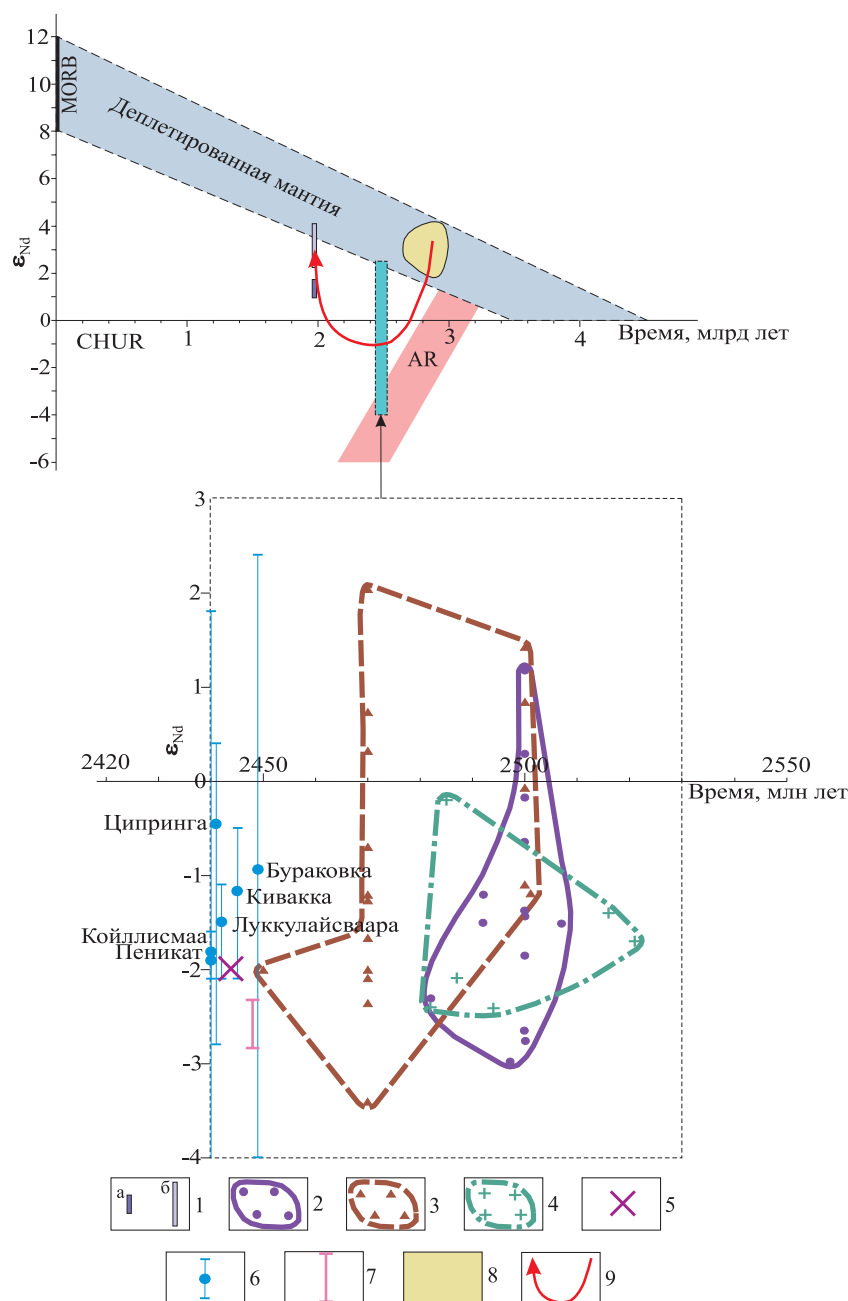


Рис. 6. Диаграмма ϵ_{Nd} –время для палеопротерозойских расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита.

1 – ферропикриты (а) и Пильгуйярвинская габбро-верлитовая интрузия (б) Печенгской структуры [Hanski et al., 1990]; 2 – Мончегорский плутон [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b]; 3 – Мончетундровский массив [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b; Nerovich et al., 2009]; 4 – Федорово-Панский комплекс [Balashov et al., 1993; Serov, 2008]; 5 – Имандровский комплекс [Balashov et al., 1993]; 6 – расслоенные интрузии Карелии и Финляндии [Amelin, Semenov, 1996; Berkovskii et al., 2000; Huhma et al., 1990]; 7 – кислые метавулканиты сейдореченской свиты ИВС [Chashchin et al., 2008]; 8 – вулканиды позднеархейских зеленокаменных поясов Кольского полуострова и Карелии [Vrevsky et al., 2003; Puchtel et al., 1999; Svetov, Huhma, 1999]; 9 – тренд эволюции величины ϵ_{Nd} в мантийных резервуарах. CHUR – однородный хондритовый резервуар, MORB – базальты срединно-океанических хребтов по модели [Smith, Ludden, 1989], AR – область эволюции архейской коры по [Patchett, Bridgwater, 1984].

Fig. 6. The ϵ_{Nd} –time diagram for the Paleoproterozoic layered intrusions of the Fennoscandian shield.

1 – ferropicrites (a) and Pilguyarvi gabbro-wehrlite intrusion (b) of the Pechenga structure [Hanski et al., 1990]; 2 – Monchepluton [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b]; 3 – Monchetundra massif [Mitrofanov, Smol'kin, 2004b; Nerovich et al., 2009]; 4 – Fedorovo-Pansky complex [Balashov et al., 1993; Serov, 2008]; 5 – Imandra complex [Balashov et al., 1993]; 6 – layered intrusions of Karelia and Finland [Amelin, Semenov, 1996; Berkovskii et al., 2000; Huhma et al., 1990]; 7 – acid metavolcanites of IVS Seydorechka suite [Chashchin et al., 2008]; 8 – volcanites of Late Archaean greenstone belts of the Kola peninsula and Karelia [Vrevsky et al., 2003; Puchtel et al., 1999; Svetov, Huhma, 1999]; 9 – evolution trend of magnitude ϵ_{Nd} in mantle reservoirs. CHUR – homogeneous chondritic reservoirs, MORB – basalts of mid-oceanic ridges according to the model by [Smith, Ludden, 1989], AR – Archaean crust evolution area according to [Patchett, Bridgwater, 1984].

сульфидных платинометаллических руд, имеющие важное промышленное значение.

5.1. СТРАТИФОРМНЫЕ ХРОМОВЫЕ РУДЫ

Они представлены месторождениями Сопчеозерским и Большая Варака. *Сопчеозерское хромовое месторождение* было открыто в конце 90-х годов прошлого века. Оно расположено в юго-западной части Мончегорского плутона (см. рис. 3) и приурочено к пластообразному телу дунитов, расположенному на сочленении северо-западной (Ниттис-Кумужья-Травяная) и субширотной (Сопча-Нюд-Поаз) ветвей плутона. Дунитовый блок имеет сложную конфигурацию в плане и размеры около 1500×3000 м, его вертикальная мощность варьируется от 100 до 700 м с погружением на юго-восток. Подстилающими породами блока являются ортопироксениты мощностью 400–600 м с прослоями гарцбургитов, сходные с породами массива Ниттис-Кумужья-Травяная [Mitrofanov, Smol'kin, 2004a]. Блок разбит серией разрывных нарушений преимущественно северо-западного простирания с амплитудой смещения от нескольких до первых сотен метров. Вблизи зон разломов породы блока частично серпентинизированы, хлоритизированы, реже оталькованы. Для Дунитового блока установлена четко выраженная латеральная зональность, связанная с увеличением содержания интеркумулусных минералов – плагиоклаза и пироксена в дунитах и постепенным переходом их в плагиоклаз-пироксеновые дуниты и далее в плагиогарцбургиты от центральной его части к северо-западному и юго-восточному флангам (рис. 7). Юго-западная часть блока сечется многочисленными дайковыми телами габброидов, сходными с соответствующими породами Мончетундровского массива без признаков зон закалки, а также дайками метадолеритов (рис. 7). Дайки разбивают рудное тело на отдельные блоки со смещением и разубоживают руду.

Хромитовая залежь приурочена к дунитам и представлена одним пологопадающим пластом длиной по прослеженной части 1.2 км и шириной от 80 до 225 м. На северо-западном фланге головная часть рудной залежи длиной 190 м выходит на поверхность под морену (рис. 7). К юго-западу залежь постепенно погружается на глубину около 300 м, где расщепляется и постепенно выклинивается. Вертикальная мощность пласта в его головной части составляет 3–10 м. С глубиной мощность его постепенно увеличивается, достигая максимальной величины 40 м, средняя мощность составляет 14.7 м [Chashchin et al., 1999].

Рудная залежь состоит из трех типов руд: богатых, рядовых и бедных. Богатые хромовые руды густовкрапленного и сплошного сложения содержат >60 об. % хромита, или >30 мас. % Cr₂O₃. Для них характерна полосчатая текстура, часто наблюдается пятнистая и массивная. Рядовые хромовые руды редко- и средне-вкрапленного сложения содержат 30–60 об. % хроми-

та, или 15–30 мас. % Cr₂O₃. Бедные вкрапленные хромовые руды содержат >10 об. % хромита, или >5 мас. % Cr₂O₃. Богатые руды расположены в центральной части рудной залежи, рядовые руды обрамляют богатые, бедные руды расположены в висячем и лежащем боку. Зачастую среди богатых руд присутствуют дуниты с убогой или редковкрапленной хромитовой минерализацией. По простиранию каких-либо определенных закономерностей в расположении богатых руд не наблюдается. Богатые руды составляют 28 % от общего количества руды.

В среднем минеральный состав руд состоит из оливина (40 %), хромита (50 %), ортопироксена (6 %), серпентина (3 %), хлорита, талька, актинолита и плагиоклаза (1 %). Главным рудообразующим минералом является хромит. Породообразующие минералы представлены оливином, ортопироксеном и плагиоклазом, вторичные – серпентином, хлоритом, тальком и актинолитом. По содержанию Cr₂O₃ богатые руды без обогащения соответствуют литейным сортам, а рядовые руды требуют обогащения, как для повышения концентрации Cr₂O₃, так и для снижения содержания SiO₂. Разведанные балансовые запасы хромовой руды промышленных категорий составляют 9.5 млн т со средним содержанием Cr₂O₃ – 24 мас. %. По запасам хромовых руд Сопчеозерское месторождение находится на 2 месте в России, уступая только Аганозерскому месторождению Бураковского массива в Карелии.

Месторождение Большая Варака открыто в середине 90-х годов прошлого века и приурочено к одноименному расслоенному массиву основных пород Имандровского комплекса (см. рис. 2). Массив имеет неправильно-овальную форму в плане размером 5.0×(0.9–2.2) км, мульдообразную асимметричную – в поперечном сечении и корытообразную с двумя мульдообразными прогибами – в продольном, с глубиной залегания подошвы от 270 до 490 м. В разрезе массива выделяется три зоны. Нижняя зона, мощностью от первых десятков метров в северном крыле до 300 м в южном, сложена интенсивно амфиболитизированными габбро-норитами и плагиопироксенитами и занимает около 40 % массива. Средняя зона образована переслаиванием плагиопироксенитов, габбро-норитов и, реже, норитов мощностью от 8 до 150 м. Верхняя зона сложена монотонными габбро-норитами мощностью до 250 м [Chashchin, 1999]. Месторождение приурочено к нижней зоне массива, в разрезе которой выявлено пять горизонтов хромовых руд мощностью от 1 до 12 м, два нижних из них являются промышленными. Все хромитовые горизонты залегают согласно с вмещающими породами и характеризуются пологими (5–15°) углами падения на юг в северном крыле и более крутым (30–40°) падением на север в южном крыле массива. Нижележащий промышленный хромитовый горизонт имеет среднюю мощность 0.86 м, максимальная мощность 11.8 м установлена в раздуве длиной 120 м. Вышележащий хромитовый горизонт представляет собой

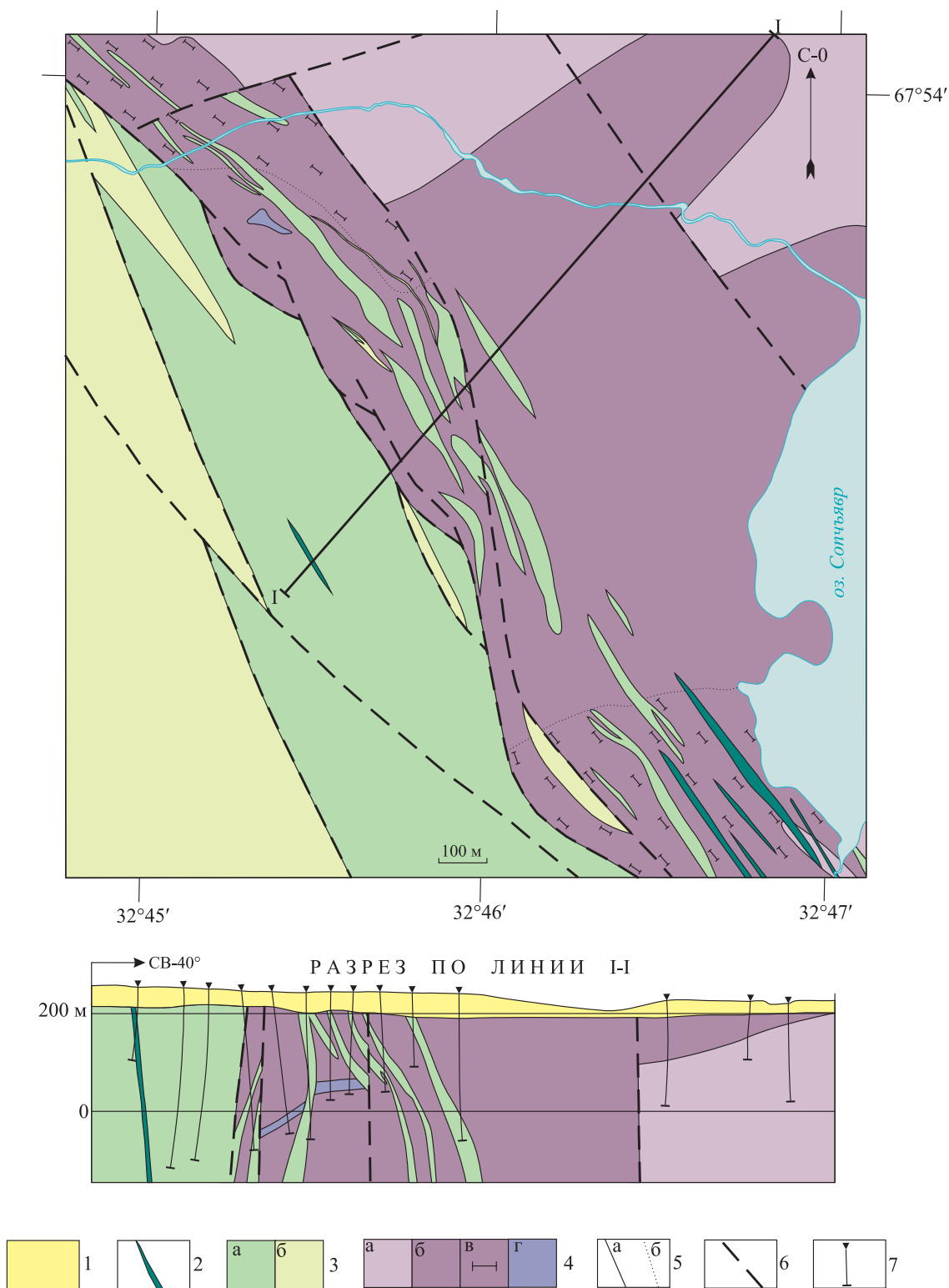


Рис. 7. Схема геологического строения Сопчеозерского хромитового месторождения и разрез по линии I-I.

1 – четвертичные отложения; 2 – дайки метадолеритов; 3 – Мончетундровский массив: габбро, габбро-нориты средне-крупнозернистые, частью амфиболизированные (а), меланонориты и плагиоортопироксениты (б); 4 – Мончегорский плутон: ортопироксениты, плагиоортопироксениты массива НКТ (а), дуниты (б), гарцбургиты (в) и хромовая руда (г) Дунитового блока; 5 – геологические границы: достоверные (а), фациальные (б); 6 – разрывные нарушения; 7 – буровые скважины (только на разрезе).

Fig. 7. The scheme showing the geological structure of the Lake Sopcha chromite deposit and the cross-section along line I-I.

1 – Quaternary sediments; 2 – metadolerite dykes; 3 – Monchetundra massif, including medium- and coarse-grained gabbro, gabbro-norites, partly amphibolized (a), melanonorites and plagiorthopyroxenites (б); 4 – Monchepluton, including orthopyroxenites, plagiorthopyroxenites of NKT massif (а), dunites (б), harzburgites (в) and chromic ore (г) of Dunitic block; 5 – proved (а) and facial (б) geological boundaries; 6 – faults; 7 – boreholes (only at cross-section).

две линзы размером 1.8×1.0 и 3.0×0.8 км с промышленно значимой мощностью (0.5 м), выдержанной в пределах всего горизонта. Содержание хромита в руде варьируется от 30 до 90 %, кроме того, присутствует плагиоклаз (10–25 %), амфибол актинолит-тремолитового ряда (5–45 %), хлорит (5–25 %), иногда встречаются реликты пироксена. Текстура руд вкрапленная, массивная, реже – полосчатая [Chashchin, 1999]. По технологическим свойствам хромовые руды пригодны для получения высококачественных огнеупоров. На месторождении подсчитаны запасы хромовых руд – 7.4 млн т при среднем содержании Cr₂O₃ 25 мас. %.

5.2. КОМПЛЕКСНЫЕ ЭПГ-Cu-Ni РУДЫ

Они присутствуют в следующих месторождениях и проявлениях Мончегорского плутона: эпигенетических жильных рудах НКТ и Сопчи, жильных платино-металльно-медных и инъекционных существенно никелевых рудах НКТ, а также сингенетических вкрапленных рудах «критического» горизонта Ньюда и донной залежи НКТ. С эпигенетическими жильными рудами НКТ были связаны основные промышленные запасы ЭПГ-Cu-Ni руд. Жильное поле эпигенетических руд НКТ в вертикальном разрезе слагает три рудоносных горизонта, образующих единую систему рудных тел. Оно приурочено к системе прототектонических нарушений, ограниченной осевой зоной массива НКТ и прослеженной на глубину от поверхности до подошвы массива. Верхний горизонт представлен ЭПГ-Cu-Ni рудами, средний – ЭПГ-Cu, а нижний – инъекционными рудами существенно никелевого состава (рис. 8).

Жильное поле ЭПГ-Cu-Ni руд было открыто в 30-х годах прошлого века, в течение 40 лет служило основной рудной базой комбината «Североникель» и в середине 70-х было отработано. На поверхности оно имеет протяженность 3800 м и ширину 200–400 м, глубина залегания жил 200–400 м. В пределах жильного поля известно 57 промышленных жил мощностью от 5 до 30–60 см, в раздувах до 2.0–2.5 м, север-северо-восточного простирания (0–20°). Протяженность жил по простиранию варьируется от 100 до 1700 м, по падению они прослежены на 60–400 м (рис. 8). Сульфидные жилы приурочены к зоне приблизительно параллельных трещин, вытянутых вдоль длинной оси массива над центральной частью его мульдообразного дна. Падение рудовмещающих трещин крутое (85–90°), направление падения большинства трещин – к центру рудного поля. Эта единая система тектонических трещин контролирует не только размещение жильного поля ЭПГ-Cu-Ni руд, но и более глубинных ЭПГ-Cu и существенно Ni инъекционных руд. Средние содержания полезных компонентов в рудах составляют: Pt – 6.73 г/т, Pd – 1.42 г/т, Au – 0.21 г/т, Ni – 4.94 мас. %, Cu – 3.05 мас. %.

ЭПГ-Cu руды массива НКТ слагают его средний рудоносный горизонт, который расположен на 200–

250 м ниже верхнего жильного поля (рис. 8). Существенно халькопиритовые жилы установлены в северной и южной частях рудного поля. Вертикальная мощность зоны жильного халькопиритового оруденения не превышает 150–200 м. От ЭПГ-Cu-Ni жильной зоны оно отделена слоем пустой породы мощностью 150–200 м. Жилы локализуются в плагиоклазовых гарцбургитах, пространственно тяготея к телам габбро-пегматитов. Установлена сложная форма и изменчивые параметры рудных тел при субмеридиональном простирании и крутом падении. Мощности рудных жил колеблются от 0.11 до 6.42 м, составляя в среднем 1.6 м. По простиранию отдельные жилы прослежены на 300–450 м, по падению – на 130 м. Для этих руд установлены высокие содержания ЭПГ и наличие минералов платиновой группы, представленных сперрилитом, брэггитом, палладистой платиной, мончеитом, котульскитом, теллуридами, теллуру-висмутитами платины и палладия. Средние содержания полезных компонентов в рудах составляют: Pt – 4.00 г/т, Pd – 23.00 г/т, Au – 1.56 г/т, Ni – 0.45 мас. %, Cu – 6.53 мас. %. В последнее время к этому типу руд проявляется повышенный интерес в связи с высокими содержаниями в руде платиноидов.

Существенно Ni инъекционные руды массива НКТ образуют нижний рудоносный горизонт, который развит ниже ЭПГ-Cu жильных руд (рис. 8). Для этого типа оруденения характерна сложная морфология рудных тел в виде жил, прожилков, гнезд и зонок брекчирования, залегающих в норитах и кварцевых диоритах приподошвенной части массива, иногда в подстилающих его биотитовых гнейсах. Они группируются в тела протяженностью до 1800 м, шириной до 22 м и наиболее изучены в северной части рудного поля. В пределах рудных тел оруденение распределено крайне неравномерно, поэтому, несмотря на наличие богатых руд с содержанием никеля до 8 мас. %, руды данного типа оценены как не представляющие промышленного интереса.

5.3. МАЛОСУЛЬФИДНЫЕ ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВЫЕ (Pt-Pd) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Такие крупные месторождения мирового уровня были выявлены в течение последних 10–15 лет, являются новыми для Кольского региона и делятся на два основных типа: стратиформные («рифовые»), гармоничные с расслоенностью массивов, и «базальные», локализованные в пределах краевых частей интрузий [Mitrofanov, 2005]. К первому типу относятся месторождения Киевей, 330-го горизонта Сопчи и Вурэчуайвенч, ко второму – Федоровотундровское, Южная Сопча и Лойпишнюн.

Месторождение Киевей приурочено к Западно-Панскому массиву Федорово-Панского комплекса и включает в себя часть Северного рифа протяженностью 6 км от участка Марьёк до участка Восточный

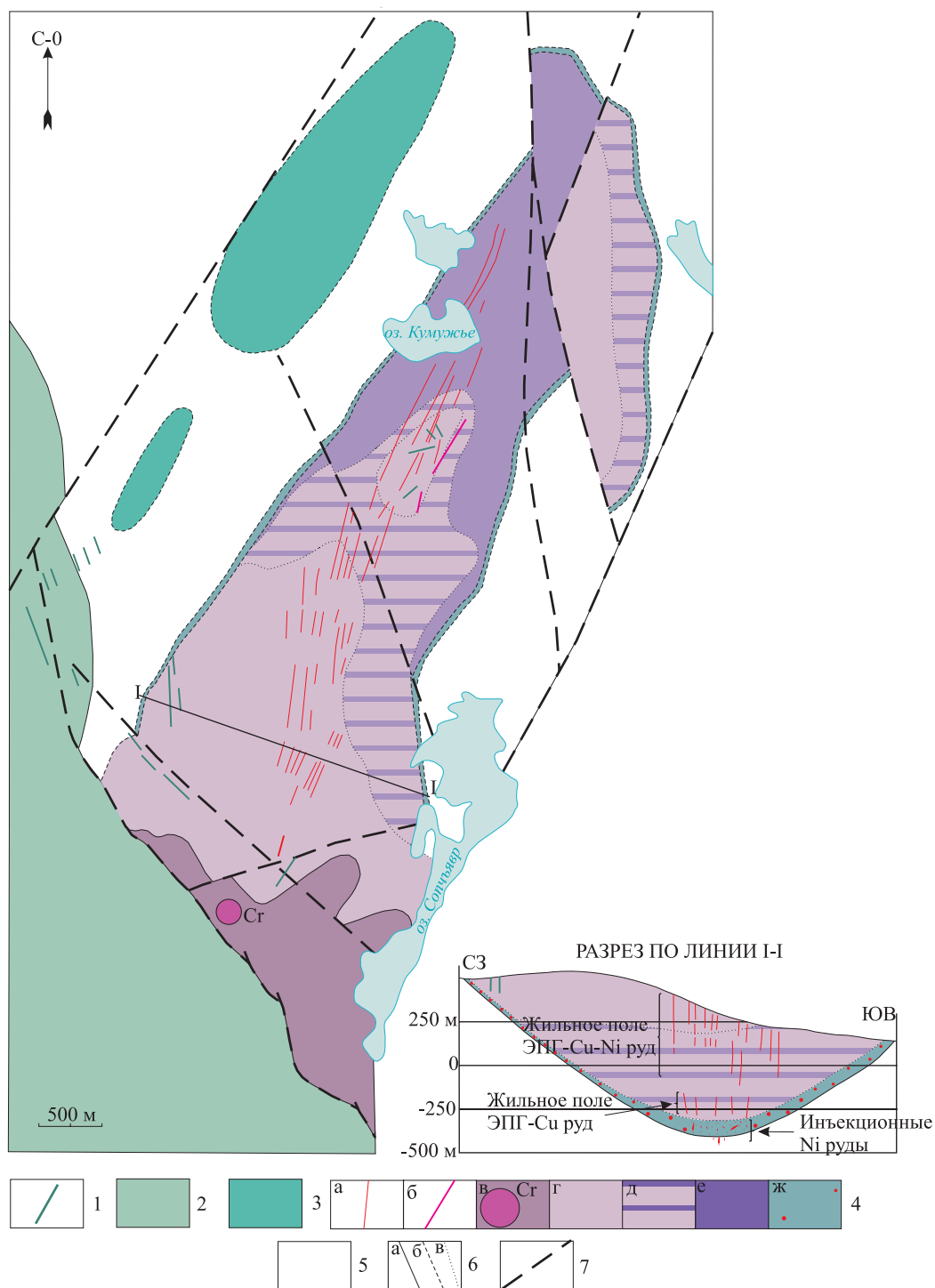


Рис. 8. Схема геологического строения массива НКТ и разрез по линии I-I.

1 – дайки метадолеритов; 2 – Мончетундровский массив: метагаббро, метагаббро-нориты, нориты и ортопироксениты; 3 – массив Кириха: габбро-нориты; 4 – массив НКТ: сульфидные жилы (а), сульфидно-магнетитовые жилы (б), Дунитовый блок и Сопчеозерское месторождение хромитов (в), ортопироксениты (г), переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов (д), гарцбургиты (е), кварцсодержащие нориты и габбро-нориты придонной зоны и связанная с ними сульфидная минерализация (ж); 5 – Кольский метаморфический комплекс: плагиогнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые, амфиболиты; 6 – геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б), фациальные (в); 7 – разрывные нарушения.

Fig. 8. The scheme showing the geological structure of NKT massif and the cross-section along line I-I.

1 – metadolerite dykes; 2 – Monchetundra massif, including metagabbro, metagabbro-norites, norites and orthopyroxenites; 3 – Kirihha massif, including gabbro-norites; 4 – NKT massif, including sulfide veins (a), sulfide-magnetite veins (b), Dunitic block and the Lake Sopcha chromic deposit (v), orthopyroxenites (g), interbedding orthopyroxenites and harzburgites (d), harzburgites (e), quartz-bearing norites and gabbro-norites of benthic zone and sulfide mineralization (zh); 5 – Kola metamorphic complex, including plagiogneisses biotite and amphibole-biotite, amphibolites; 6 – proved (a), inferred (b) and facial (v) geological boundaries; 7 – faults.

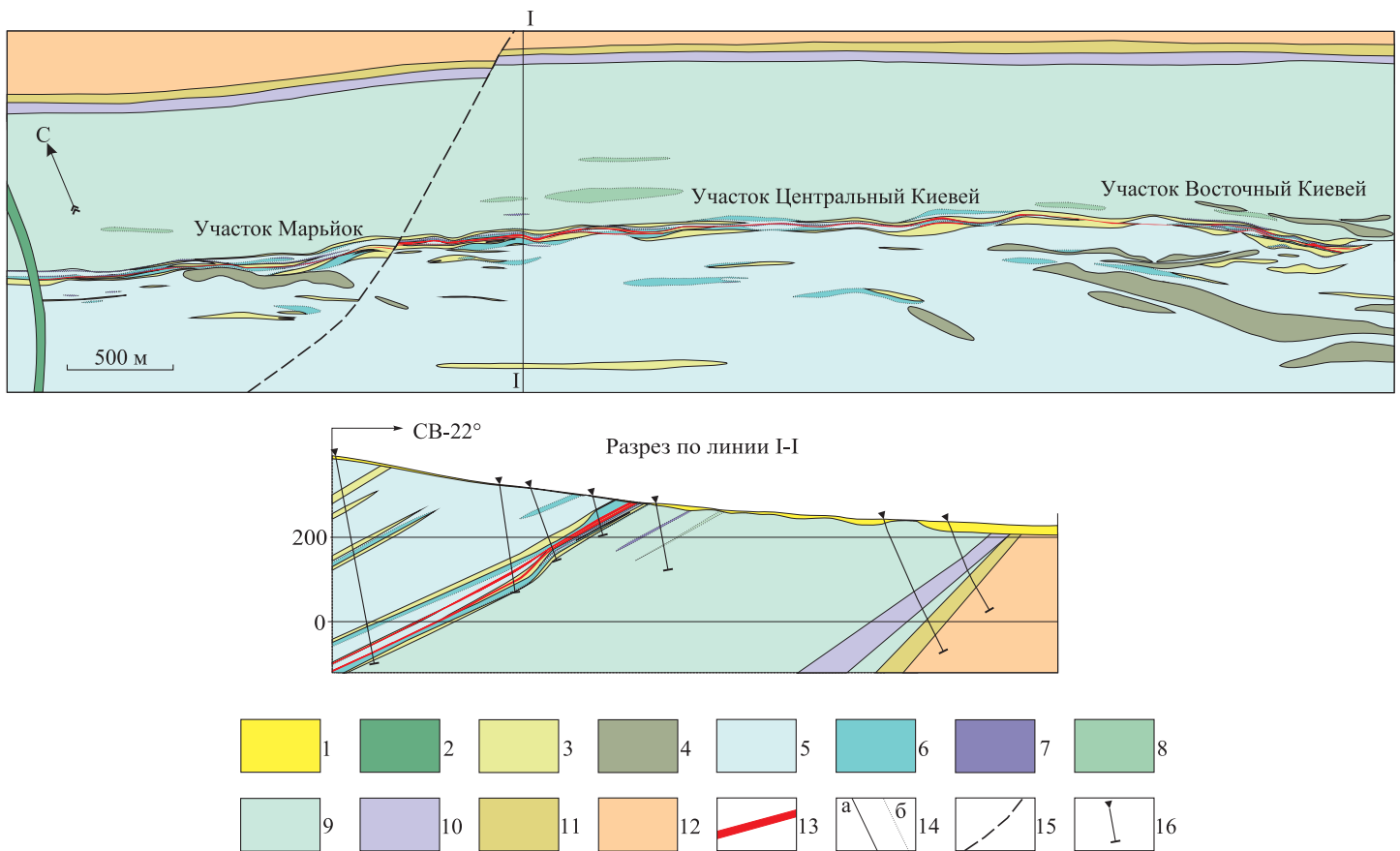


Рис. 9. Схема геологического строения и разрез месторождения Киевей [Korchagin, Mitrofanov, 2008].

1 – четвертичные отложения; 2 – дайки метадолеритов и метагаббро-долеритов; 3 – габбро пятнистые лейкократовые и анортозиты; 4 – магнетитовые габбро; 5 – габбро-нориты мезократовые с прослоями пойкилитовых; 6 – переслаивание мезо- и лейкократовых габбро с габбро-норитами; 7 – пироксениты и меланократовые нориты неравномерно-зернистые; 8 – габбро мезо- и лейкократовые среднезернистые; 9 – метагаббро-нориты мелкозернистые; 10 – нориты меланократовые и ортопироксениты мелкозернистые краевой зоны; 11 – милонитизированные и рассланцованные метагабброиды зоны эндоконтакта; 12 – щелочные граниты; 13 – горизонты малосульфидного платинометалльного оруденения; 14 – геологические границы: достоверные (а), фациальные (б); 15 – разрывные нарушения; 16 – буровые скважины (только на разрезе).

Fig. 9. The scheme showing the geological structure of the Kiev deposit and its cross-section [Korchagin, Mitrofanov, 2008].

1 – Quaternary sediments; 2 – metadolerite and metagabbro-dolerite dykes; 3 – mottled leucogabbro and anorthosites; 4 – magnetite gabbro; 5 – mesocratic gabbro-norites with poikilitic interbeds; 6 – interbedding of meso- and leucocratic gabbro with gabbro-norites; 7 – irregularly-grained pyroxenites and melanocratic norites; 8 – medium-grained meso- and leucocratic gabbro; 9 – fine-grained metagabbro-norites; 10 – melanocratic norites and fine-grained orthopyroxenites of the marginal zone; 11 – mylonitic and schistose metagabbroids of the endocontact zone; 12 – alkaline granites; 13 – horizons of low-sulfide PGE mineralization; 14 – proved (a) and facial (b) geological boundaries; 15 – faults; 16 – boreholes (only at cross-section).

Киевей (рис. 9). Главная геологическая структура месторождения – Нижний расслоенный горизонт (НРГ), представляет собой пластообразное тело мощностью около 50 м, сложенное разнообразными по составу породами. НРГ расположен между двумя мощными, слабодифференцированными толщами габбро-норитов: мелкозернистыми метагаббро-норитами на севере и среднезернистыми мезократовыми габбро-норитами на юге (рис. 9). В подошве НРГ часто залегают выдержанные (протяженностью до 1.5 км) пластообразные тела и линзы мелкозернистых плагиоипироксенитов и меланократовых норитов мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Этот подош-

венный горизонт является маркирующим, ниже его сульфидная минерализация отсутствует [Groshev, 2010].

Внутреннее строение НРГ циклическое (ритмичное) и заключается в чередовании подобных друг другу, повторяющихся частей вертикального разреза. Большинство циклов в подошве содержат слой кумулятивного плагиоипироксенита или норита. Лейкократовые анортозитовые породы слагают верхние части циклов. Мощность циклов составляет в среднем 10–15 м. Количество циклов в НРГ варьируется от одного до пяти. Чаще всего надежно выделяются два или три цикла. Сульфидное платинометалльное оруденение

(Северный платиноносный риф) приурочено ко второму и третьему циклам магматической стратификации НРГ.

Северный риф представляет собой сульфидоносную зону шириной 5–15 м, залегающую согласно с расслоенностью пород НРГ, выдержанную по простиранию и падению. Мощность собственно сульфидных горизонтов варьируется от первых десятков сантиметров до 5–6 м. Эмпирически установлено, что чем больше мощность НРГ, количество и суммарная мощность слоев меланократовых кумулатов, тем больше мощность рудных тел и содержание в них сульфидов и элементов платиновой группы.

На месторождении выделяются две рудных залежи. Наиболее выдержана нижняя залежь, которая протягивается через весь участок месторождения и локализуется во втором цикле НРГ. В западной части месторождения она приурочена к пироксенитовому слою в основании цикла, а в восточной части – к участкам переслаивания норитов, габбро-норитов, лейкогаббро в средней части второго цикла. Маломощное, невыдержанное верхнее рудное тело выявлено в центральной части месторождения, залегающее в третьем цикле на границе зоны тонкого переслаивания норитов и габбро-норитов с вышелегающим слоем лейкогаббро.

Форма рудных тел пластообразная и линзовидно-пластообразная. Залегая в целом согласно с расслоенностью пород НРГ, рудные тела приурочены к прослоям, наиболее обогащенным сульфидами Ni и Cu. В рудах месторождения установлено более 40 минералов ЭПГ и золота, среди которых преобладают висмутотеллуриды (мончеит, котульскит, меренскиит) и сульфиды (брэггит, высокоцит), в подчиненном количестве присутствуют арсениды и теллуриды ЭПГ, а также сплавы Au [Gabov, 2009].

Общее содержание сульфидов в руде среднего качества около 1 мас. %. Среднее содержание Ni по нижнему рудному телу – 0.13 мас. %, Cu – 0.15 мас. %, по верхнему – 0.08 и 0.06 мас. %, соответственно. Руды существенно палладиевые: среднее отношение Pd/Pt=6.7. Содержания Pt+Pd+Au по сечениям нижнего рудного тела варьируются от 0.80 до 18 г/т. При этом повышенные значения характерны для центральной части месторождения, более низкие – для флангов. Такие же тенденции проявлены и в распределении каждого из благородных металлов в отдельности.

Месторождение 330-го горизонта Сопчи имеет форму пластообразного тела, залегающего среди ортопироксенитов (см. рис. 3) в виде пологой мульды размером 2700×1200 м. Мощность горизонта от 1.2 до 14.8 м. Его полный разрез представлен (снизу вверх): базальной зоной бронзититов с участками оливинных бронзититов, дунитами, полосчатыми гарцбургитами, иногда с участками бронзититов и бронзититами с крупными линзами пегматоидных разновидностей. Для горизонта характерна тонкая ритмичная расслоенность, обусловленная чередованием обогащенных и

относительно обедненных оливинном пород. Мощность слоев колеблется от 2–3 до 5–6 см, реже 10–12 см, границы между слоями резкие. Сульфидная минерализация в количественном выражении до 3–5 % представлена пирротинном, пентландитом и халькопиритом в бронзититах, пентландитом, халькопиритом и миллеритом в дунитах и гарцбургитах. Особенностью минерального состава оруденения 330-го пласта является ассоциация сульфидов с оксидными минералами – магнетитом и хромитом. ЭПГ присутствуют как в виде собственных минеральных фаз, так и в форме изоморфных примесей в сульфидах. Среди собственных минеральных фаз установлены меренскиит и два интерметаллических соединения: (Pd, Pb) и (Pd, Rh, Cu). Минерализация ЭПГ развита по всему разрезу горизонта с тенденцией к увеличению концентраций ЭПГ по направлению к его кровле. При этом наибольшие содержания платиноидов обнаружены в пегматоидных бронзититах и плагиобронзититах. Средние содержания полезных компонентов в руде составляют: Pt+Pd – 1.17 г/т, при Pd/Pt=4, Ni+Cu – 0.7 мас. %.

Месторождение Вурэчуайвенч приурочено к одноименному массиву, расположенному к юго-востоку от массивов Нюд-Поаз (см. рис. 3), который наращивает их разрез, тем самым представляя собой самую верхнюю часть общего разреза Мончегорского плутона. Разрез массива Вурэчуайвенч представлен следующими разновидностями (снизу вверх): придонными габбро-норитами мощностью 5–10 м, монотонными меланократовыми и мезократовыми норитами (400–650 м) и мезократовыми метагаббро-норитами (300 м) (рис. 10). В верхней части разреза среди мезократовых метагаббро-норитов выделяется полосчатая зона мощностью 200–250 м, представленная переслаиванием мезо-лейкократовых массивных и такситовых метагаббро-норитов с прослоями метаплагиооклазитов рудного тела. Наиболее детально платинометальное Pt-Pd оруденение изучено в юго-западной части массива, где оно локализовано в пределах рудного горизонта (рифа), приуроченного к метаплагиооклазитам полосчатой зоны (рис. 10). Здесь рудный горизонт имеет протяженность около 2 км. В пределах его отдельные рудные тела пластообразной и линзовидной формы имеют пологое падение под углами от 2–5° до 10–15° на юго-восток согласно с расслоенностью вмещающих пород. Средняя мощность рудных тел колеблется от 3 до 5 м в зависимости от принятого бортового содержания [Ivanchenko et al., 2008; Grokhovskaya et al., 2000].

Сульфидная минерализация в пределах рудных тел развита неравномерно: от единичных гнездовых скоплений размером 1–2 мм с содержанием сульфидов около 1 % до гнездовой вкрапленности размером 1–5 мм в количественном выражении 2–3 % и гнездово-шлировых скоплений сульфидов в количественном выражении 5–10 %. Сульфиды представлены в основном халькопиритом (40–90 %), миллеритом (до 50 %), с подчиненным количеством ковеллина, халькозина,

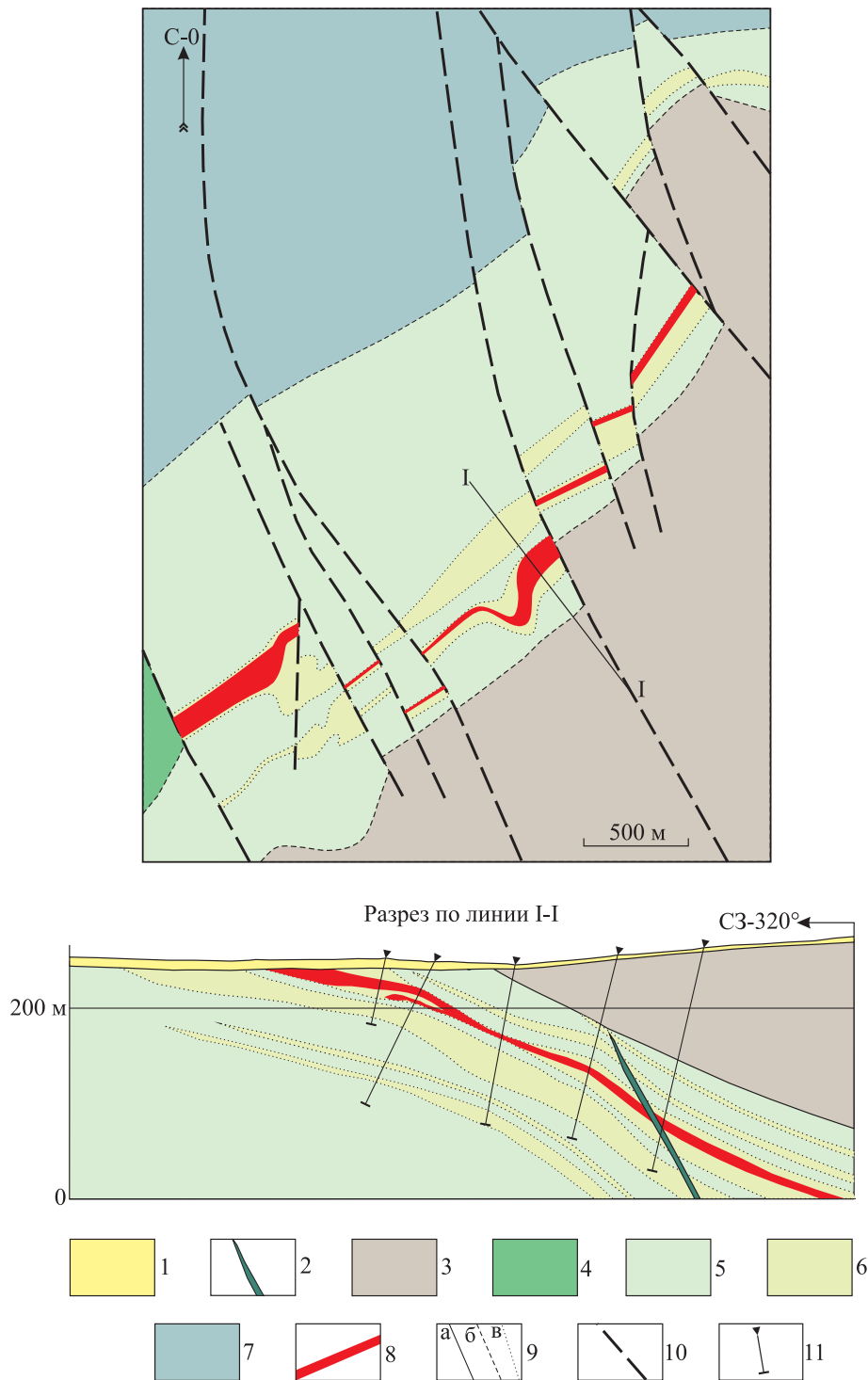


Рис. 10. Схема геологического строения месторождения Вурэчуайвенч и разрез по линии I-I [Ivanchenko et al., 2008].

1 – четвертичные отложения; 2 – дайка метадолеритов; 3 – Имандра-Варзугская рифтогенная структура; 4 – нориты лейко-мезократовые массива Морошковое озеро; 5–6 – массив Вурэчуайвенч: 5 – метагаббро-нориты лейко-мезократовые с прослоями меланократовых и такситовых, 6 – плагиоклазиты средне-мелкозернистые; 7 – нориты меланократовые и лейко-мезократовые; 8 – рудные тела малосульфидного платинометального оруденения; 9 – геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б), фациальные (в); 10 – разрывные нарушения; 11 – буровые скважины (только на разрезе).

Fig. 10. The scheme showing the geological structure of the Vurechuayvench deposit and its cross-section along line I-I [Ivanchenko et al., 2008].

1 – Quaternary sediments; 2 – metadolerite dykes; 3 – Imandra-Varzuga rifting structure; 4 – leuco-mesocratic norites of the massif of Lake Moroshkovoe; 5–6 – Vurechuayvench massif: 5 – leuco-mesocratic metagabbro-norites with melanocratic and taxitic interbeds, 6 – medium-to-fine-grained plagioclases; 7 – melanocratic and leuco-mesocratic norites; 8 – ore bodies of low-sulfide PGE mineralization; 9 – proved (a), inferred (b) and facial (v) geological boundaries; 10 – faults; 11 – boreholes (only at cross-section).

пентландита и пирротина; присутствуют также арсениды никеля и кобальта – кобальтин и герсдорфит. Собственные минералы ЭПГ представлены висмутотеллуридами, арсенидами, реже сульфидами и сульфидарсенидами палладия и платины, при значительном преобладании минералов палладия [Grokhovskaya et al., 2000]. Средние содержания полезных компонентов в руде составляют: Pt+Pd – 3.0 г/т, при Pd/Pt=7.7, Ni+Cu – 0.43 мас. %.

Федоровотундровское месторождение приурочено к нижней краевой зоне одноименного массива Федорово-Панского комплекса. Основной тип оруденения на месторождении представлен малосульфидным вкрапленным типом в такситовых габбро-норитах и других породах краевой зоны массива. Рудная зона прослежена на двух сопряженных, разделенных зоной тектонического нарушения, участках: Федорова тундра и Пахварака, имеет протяженность около 3 км, при средней мощности до 60 м [Schissel et al., 2002; Korchagin, Mitrofanov, 2008]. Она состоит из серии рудных тел линзовидно-пластообразной формы сложного строения, которые залегают субсогласно простираянию пород массива и повторяют форму его нижнего контакта. Границы рудных тел определяются опробованием и, в целом, совпадают с границами развития сульфидов, которые располагаются отдельными струями, линзами, столбами различной мощности, протяженности, ориентировки, что является результатом общего брекчиевидного строения рудной зоны. Распределение компонентов в рудных телах неравномерное – обогащенные сульфидами Cu и Ni участки такситовых габбро-норитов разделены пустыми пироксенитами и габбро-норитами.

Вкрапленное оруденение представлено бедной минерализацией пентландит-пирротин-халькопиритового состава с общим содержанием сульфидов около 1 об. % в руде среднего качества. Наиболее типичными являются неравномерная, интерстициальная сульфидная и сульфидно-оксидная вкрапленность и минерализация вкрапленно-гнездового типа с фрагментами прожилково-вкрапленных макро- и микротекстур. Локально, в интервалах до нескольких десятков сантиметров, распространены густовкрапленные руды. Во всех типах оруденелых пород агрегаты и индивиды рудных минералов имеют сложную форму, подчиненную интерстициям первичных магматических и вторичных силикатов. Практически всегда наблюдаются реакционные взаимоотношения сульфидов с первичными магматическими силикатами: вкрапленники обычно окружены реакционными каймами вторичных минералов (амфиболы, хлорит, клиноцоизит, кварц и др.).

Главными в составе малосульфидных руд месторождения являются три минерала – халькопирит, пирротин и пентландит. Их соотношение в среднем по руде в пересчете на 100-процентный сульфид – 41, 35 и 24 об. %, соответственно. Доля этих минералов в общей сульфидной массе составляет обычно 95–100 %. В ка-

честве вторичных и акцессорных минералов в переменных количествах присутствуют пирит, троилит, ильменит, магнетит, макинавит, марказит, кубанит, миллерит, борнит, сфалерит, виоларит. В составе платинометального оруденения установлено 29 минералов платиновой группы и золота, а также четыре фазы, не имеющие пока статуса самостоятельных минеральных видов. Среди них наибольшим развитием пользуются сульфиды, арсениды и висмутотеллуриды, с подчиненным количеством сульфидарсенидов, станидов и самородных элементов. Содержания полезных компонентов составляют: Pt+Pd – 1–10 г/т, при Pd/Pt=4.3, Cu+Ni – 0.2–0.5 мас. %.

Южносопчинское месторождение приурочено к юго-восточному флангу Мончетундровского интрузива (см. рис. 3). В его внутреннем строении выделяются две зоны: нижняя норит-ортопироксенитовая и верхняя габбровая (рис. 11). Платинометальное оруденение приурочено к нижней зоне, содержащей мелкую сульфидную вкрапленность, реже гнезда пирротин-халькопиритового состава в количестве 1–3 об. %. В северо-западном блоке рудная зона включает около 20 рудных тел линзовидно-пластовой формы мощностью от 1 до 20 м, развитых по всему разрезу нижней зоны, при этом суммарная мощность рудных тел достигает 50–60 м. В юго-восточном блоке рудные тела приурочены к верхним и средним частям нижней зоны, их количество сокращается до 10, а суммарная мощность увеличивается до 55–85 м, при этом мощность отдельных рудных тел варьируется от 1 до 65 м в раздувах. Таким образом, мощность рудных тел заметно увеличивается в юго-восточном направлении.

В составе платинометального оруденения выявлено более 20 минералов ЭПГ, представленных главным образом арсенидами, висмутотеллуридами и сульфидами [Grokhovskaya et al., 2012]. Средние содержания полезных компонентов в руде составляют: Pt+Pd – 1.44 г/т, при Pt/Pd=4.4, Ni+Cu – 0.20 мас. %.

Месторождение Лойпишюн расположено в северо-восточной части Мончетундровского массива (см. рис. 3) и приурочено исключительно к нижней норит-ортопироксенитовой зоне, тяготея к ее висячему боку вблизи контакта с верхней зоной. Рудная зона прослежена бурением на протяжении около 1 км в северо-западном направлении при мощности 100–200 м. В ее пределах выделяется около десяти отдельных рудных тел линзовидно-пластовой формы мощностью от 0.3 до 42.0 м.

Платинометальное оруденение связано с сульфидной минерализацией, представленной преимущественно редкой, иногда густой вкрапленностью (1–5 об. %), реже прожилково-гнездовыми агрегатами пирротина, пентландита и халькопирита. При изучении состава платинометальной минерализации выявлено 48 минеральных фаз, среди которых наиболее распространены являются теллуриды и висмутотеллуриды, в меньшей степени распространены сульфиды. Средние

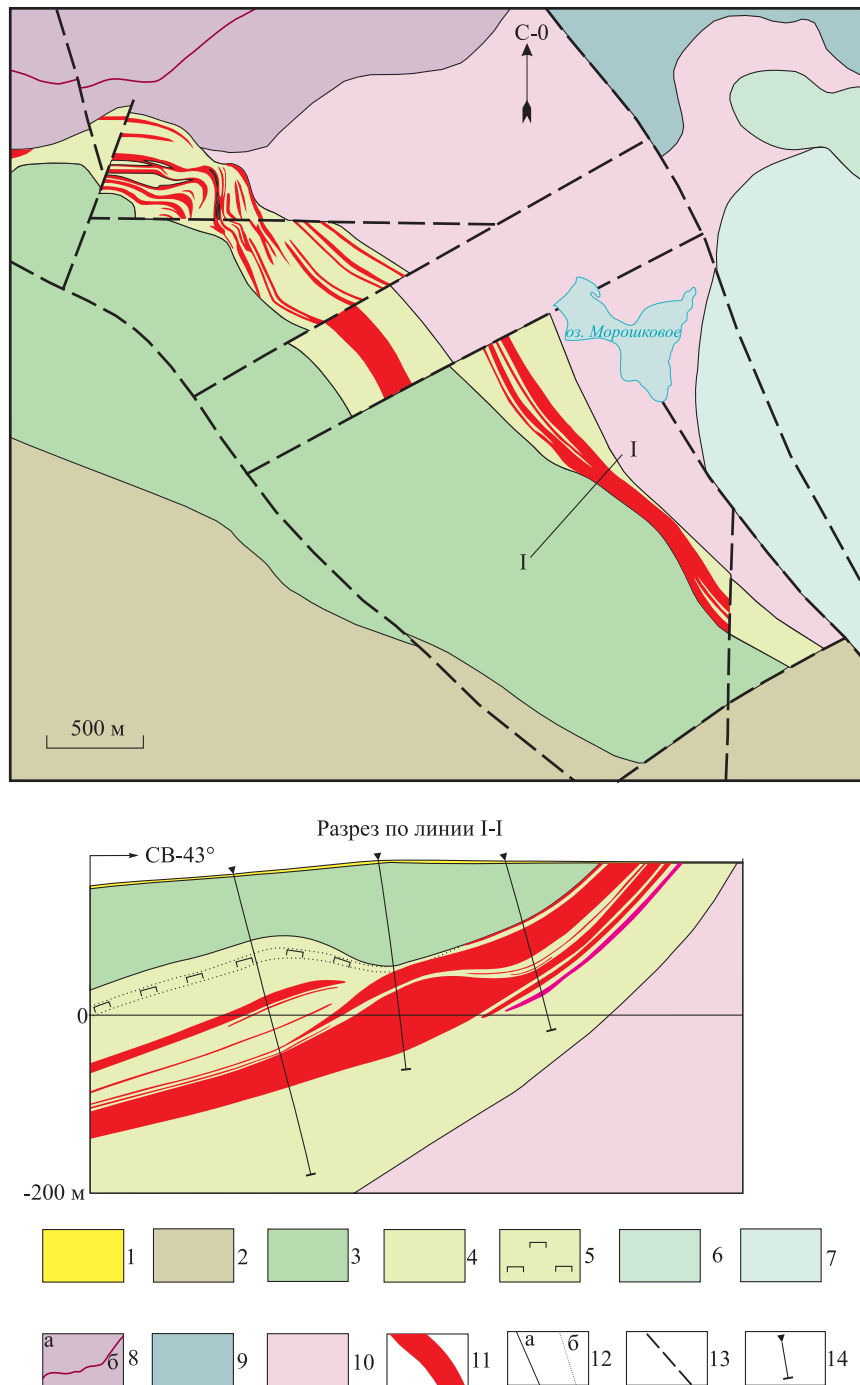


Рис. 11. Схема геологического строения Южносопчинского месторождения и разрез по линии I-I.

1 – четвертичные образования; 2 – Имандра-Варзугская рифтогенная структура; 3–5 – Южносопчинский массив: 3 – верхняя зона, метагabbро и метагabbро-нориты средне-крупнозернистые, лейко-мезократовые, 4–5 – нижняя зона: 4 – метанориты мелко-среднезернистые мезо-меланократовые, 5 – метаплагиопироксениты; 6 – кварцевые метагabbро массива 10-й аномалии; 7 – нориты лейко-мезократовые массива Морозковое озеро; 8–9 – Мончегорский плутон: 8 – массив Сопча: ортопироксениты (а), пласт 330 (б), 9 – массив Нюд, нориты лейко-мезократовые с прослоями меланократовых и оливиновых; 10 – кварцевые гнейсо-диориты; 11 – рудные горизонты малосульфидного платинометаллического оруденения; 12 – геологические границы: достоверные (а), фациальные (б); 13 – разрывные нарушения; 14 – буровые скважины (только на разрезе).

Fig. 11. The scheme showing the geological structure of the South Sopcha deposit and its cross-section along line I-I.

1 – Quaternary sediments; 2 – Imandra-Varzuga rifting structure; 3–5 – South Sopcha massif: 3 – upper zone, medium-to-coarse leuco-mesocratic metagabbro and metagabbro-norites, 4–5 – lower zone: 4 – fine-to-medium-grained meso-melanocratic metanorites, 5 – metaplagioproxenites; 6 – quartz metagabbro of Anomaly 10 massif; 7 – leuco-mesocratic norites of the massif of Lake Moroshkovoe; 8–9 – Monchep pluton: 8 – Sopcha massif, including orthopyroxenites (a) and Horizon 330 (b), 9 – Nyud massif, leuco-mesocratic norites with melanocratic and olivine interbeds; 10 – quartz gneiss-diorites; 11 – ore horizons of low-sulfide PGE mineralization; 12 – proved (a) and facial (b) geological boundaries; 13 – faults; 14 – boreholes (only at cross-section).

содержания полезных компонентов в руде составляют: Pt+Pd – 1.36 г/т, при Pd/Pt=1.8, Ni+Cu – 0.18 мас. %.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье представлены результаты обобщения большого объема информации по интрузивному магматизму ИВС и связанному с ним оруденению. ИВС входит в состав обширной изверженной Восточно-Скандинавской провинции [Mitrofanov et al., 2013], является ее типичным представителем и в то же время одной из наиболее крупных и полно проявленных внутриконтинентальных рифтогенных структур Феноскандинавского щита. Она выполнена сложнопостроенным комплексом осадочно-вулканогенных пород мощностью около 15 км, который развивался на протяжении почти 700 млн лет. В совокупности, триада магматических составляющих ИВС – вулканиты, интрузивные расслоенные комплексы и дайковые пояса – является производной длительно живущего палеопротерозойского мантийного суперплюма площадью около 1 млн км².

Среди интрузивного магматизма ИВС наиболее широко развиты расслоенные интрузии. Они включают две возрастные группы комплексов, тяготеющих к бортам ИВС. Интрузии более древних комплексов (Мончегорский и Федорово-Панский) с возрастом около 2.50 млрд лет образованы рядом пород, от дунитов до габбро и анортозитов (Мончегорский) и от ортопироксенитов до габбро и анортозитов (Федорово-Панский). При этом в отдельных массивах (Федоровотундровский и Мончетундровский) установлены признаки многофазности [Bayanova, 2004; Groshev et al., 2009; Grohovskaya et al., 2012; Mitrofanov et al., 2013]. Интрузии более молодого Имандровского комплекса (с возрастом около 2.45 млрд лет) расслоены от ортопироксенитов до феррогаббро. Важной их особенностью является комагматическая связь с вулканитами [Chashchin et al., 2008].

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S., 1995. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Research* 75 (1–2), 31–46. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00015-W](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(95)00015-W).
- Amelin Yu.V., Semenov V.S., 1996. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: implication for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124 (3–4), 255–272. <http://dx.doi.org/10.1007/s004100050190>.
- Arzamastsev A.A., Bea F., Arzamastseva L.V., Montero P., 2001. The Proterozoic intrusion of Soustov, Kola Peninsula: a model of formation of alkaline magmas with anomalous Sr-Nd isotopic characteristics due to the crust-mantle interaction. In: *Proceedings of the Scientific School on Alkaline Magmatism of the Earth*. GEOKHI RAS, Moscow, p. 10–11 (in Russian) [Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Протерозойская интрузия Соустова, Кольский полуостров: модель образования щелочных магм с аномальными Sr-Nd изотопными характеристиками в результате корово-мантийного взаимодействия // Труды научной школы «Щелочной магматизм Земли». М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 10–11].
- Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P., 1993. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intru-

Породы двух разновозрастных комплексов характеризуются и своими отличительными геохимическими особенностями. Для пород Мончегорского и Федорово-Панского комплексов наблюдается отчетливая зависимость накопления РЗЭ от основности пород, нефракционированный «плоский» характер спектра РЗЭ и незначительно проявленные положительные Eu аномалии, тогда как в породах Имандровского комплекса уровень накопления РЗЭ сравнительно более высокий. Спектр РЗЭ в них отличается более фракционированным характером легких РЗЭ при «плоском» распределении тяжелых РЗЭ и отчетливо выраженными Eu аномалиями.

Для пород всех палеопротерозойских комплексов расслоенных интрузий характерны преимущественно отрицательные величины параметра ϵ_{Nd} (Т). В то же время в породах Мончетундровского массива и Мончегорского плутона распределение ϵ_{Nd} характеризуется некоторой гетерогенностью по сравнению с породами Федорово-Панского комплекса, в которых значения ϵ_{Nd} более гомогенны. Вероятно, такая особенность изотопного состава этих пород является следствием ряда процессов. Среди них могут быть различия в подтоках флюидов и флюидизированных расплавов во время активности долгоживущего мантийного плюма, а также корово-мантийное взаимодействие расплавов в процессе подъема магмы и заполнения промежуточных очагов.

Расслоенные интрузии ИВС обладают значительным минерагеническим потенциалом. С ними ассоциируют два месторождения хрома, два комплексных ЭПГ-Cu-Ni месторождения и шесть крупных мало-сульфидных Pt-Pd месторождений.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-12055).

- sions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield. *Precambrian Research* 64 (1–4), 197–205.
- Bayanova T.B., 2004. The Age of Reference Geological Complexes in the Kola Region and the Duration of Magmatic Processes. Nauka, St. Petersburg, 174 p. (in Russian) [Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.].
- Bayanova T.B., Nerovich L.I., Mitrofanov F.P., Zhavkov V.A., Serov P.A., 2010. The Monchetundra basic massif of the Kola region: new geological and isotope geochronological data. *Doklady Earth Sciences* 431 (1), 288–293. <http://dx.doi.org/10.1134/S10283334X10030050>.
- Bayanova T.B., Sherstennikova O.G., Sharkov I.V., 1993. Correlation between geological and geochronological data on volcanic rocks of the Seidorechka suites and the Imandra lopolith, Kola Peninsula. In: *Geology of the Baltic Shield. Abstracts of the 7th Conference of Young Scientists*. KSC RAS, Apatity, p. 16–18. (in Russian) [Баянова Т.Б., Шерстеникова О.Г., Шарков И.В. Корреляция геологических и геохронологических данных между вулканитами сейдореченской свиты и Имандровским лополитом (Кольский п-ов) // Геология Балтийского щита. Тезисы 7-й конференции молодых ученых. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. С. 16–18].
- Berkovskii A.N., Semenov V.S., Korneev S.I., Yakovleva O.A., Belyatskii B.V., Grinevich N.G., 2000. Burakovskii–Aganozero layered complex: composition and petrologic applications. *Petrology* 8 (6), 585–606.
- Chashchin V.V., 1999. Paleoproterozoic complex of layered intrusions of the Kola Peninsula and its metallogeny (Russia). *Geology of Ore Deposits* 41 (2), 114–125.
- Chashchin V.V., Bayanova T.B., Levkovich N.V., 2008. Volcanoplutonic association of the early-stage evolution of the Imandra-Varzuga rift zone, Kola Peninsula, Russia: geological petrogeochemical and isotope-geochronological data. *Petrology* 16 (3), 279–298. <http://dx.doi.org/10.1134/S0869591108030041>.
- Chashchin V.V., Galkin A.S., Ozeryanskii V.V., Dedyukhin A.N., 1999. Sopcha lake chromite deposit and its platinum potential, Monchegorsk pluton, Kola Peninsula (Russia). *Geology of Ore Deposits* 41 (6), 460–468.
- Dokuchaeva V.S., Zhangurov A.A., Fedotov Zh.A., 1980. The chromiferous norite-cabbro-norite complex of the Imandra-Varzuga structural zone. In: *Magmatic formations and ore-bearing capacities of basic-ultrabasites of the Kola Peninsula*. Kola Branch of the USSR Academy of Science, Apatity, p. 36–50 (in Russian) [Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Хромитоносный норит-габбро-норитовый комплекс Имандра-Варзугской структурной зоны // Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. Апатиты: КолФАН СССР, 1980. С. 36–50].
- Dokuchaeva V.S., Zhangurov A.A., Fedotov Zh.A., 1982. Imandra lopolith – a new large layered intrusive structure in the Kola Peninsula. *Doklady AN* 265 (6), 1231–1234 (in Russian) [Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Имандровский лополит – новый крупный расслоенный интрузив на Кольском полуострове // Доклады АН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1231–1234].
- Gabov D.A., 2009. PGE and Au minerals from low-sulphide ores of the Pansky Tundras massif, Kola Peninsula. *Zapiski RMO* CXXXVIII (3), 112–118 (in Russian) [Габов Д.А. Минералы ЭПГ и Au из малосульфидных руд массива Панских тундр (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2009. Ч. CXXXVIII. № 3. С. 112–118].
- Galimzyanova R.M., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Fedotov Zh.A., Levkovich N.V., 1998. Origin and U–Pb age of granophyres of the Imandra differentiated intrusion, Kola region. *Doklady Earth Sciences* 363 (9), 1301–1303.
- Gorbunov G.I., 1982. The Imandra-Varzuga Zone of Karelides (Geology, Geochemistry, and Evolution History). Nauka, Leningrad, 280 p. (in Russian) [Горбунов Г.И. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.].
- Grokhovskaya T.L., Bakaev G.F., Shelepina E.P., Lapina V.I., Laputina I.P., Muravitskaya G.N., 2000. PGE Mineralization in the Vuruchuaivench Gabbro-norite Massif, Monchegorsk Pluton (Kola Peninsula, Russia). *Geology of Ore Deposits* 42 (2), 133–146.
- Grokhovskaya T.L., Ivanchenko V.N., Karimova O.V., Griboedova I.G., Samoshnikova L.A., 2012. Geology, mineralogy, and genesis of PGE mineralization in the South Sopcha massif, Monchegorsk complex, Russia. *Geology of Ore Deposits* 54 (5), 347–369. <http://dx.doi.org/10.1134/S1075701512050029>.
- Groshev N.Yu., 2010. The Two-Phase Platinum-Containing Massif of the Fedorovo Tundra (Kola Peninsula): Geology and Types of Low-Sulfide PGE Mineralization. Synopsis of PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). KSC RAS, Apatity, 24 p. (in Russian) [Грошев Н.Ю. Двухфазный платиноносный массив Федоровой тундры (Кольский полуостров): геология и типы малосульфидного ЭПГ оруденения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 24 с.].
- Groshev N.Yu., Nitkina E.A., Mitrofanov F.P., 2009. Two-phase mechanism of the formation of platinum-metal basites of the Fedorova Tundra intrusion on the Kola Peninsula: new data on the geology and isotope geochronology. *Doklady Earth Sciences* 427 (2), 1012–1016. <http://dx.doi.org/10.1134/S10283334X09060270>.
- Hanski E.J., Huhma H., Smolkin V.F., Vaasjoki M., 1990. The age of ferropicritic volcanism comagmatic with Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR. *Bulletin Geological Survey of Finland* 62, 123–133.
- Huhma H., Cliff R.A., Perttunen V., Sakko M., 1990. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Peräpohja schist belt in the northern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104 (3), 369–379. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00321491>.

- Ivanchenko V.N., Davydov P.S., Dedeev V.A., Knauf V.V., 2008. Major features of the Vurechuaivench deposit's geological structure. In: International cooperation and exchange of experiences in geological prospecting and surveys of PGE deposits in the Northern Fennoscandia. KSC RAS, Apatity, p. 82–87 (in Russian) [Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В. Основные черты строения месторождения Вурчуйвенч // Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометаллических месторождений северной части Фенноскандии. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. С. 82–87].
- Korchagin A.U., Mitrofanov F.P., 2008. PGE deposits in the western part of the Fedorovo-Pana tundra (Fedorovo and Malaya Pana): the status and development prospects. In: International cooperation and exchange of experiences in geological prospecting and surveys of PGE deposits in the Northern Fennoscandia. KSC RAS, Apatity, p. 42–51 (in Russian) [Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П. Месторождения МПГ западной части Федорово-Панских тундр (Федорово и Малая Пана): состояние и перспективы освоения // Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометаллических месторождений северной части Фенноскандии. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. С. 42–51].
- Kozlov E.K., 1973. Natural Series of Rocks of Nickeliferous Intrusions and Their Metallogeny. Nauka, Leningrad, 288 p. (in Russian) [Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.].
- Krivolutskaya N.A., Smolkin V.F., Svirskaya N.M., Mamontov V.P., Fanygin A.S., Belyatskii B.V., Roshchina I.A., 2010. Geochemical features of the drusite massifs, the central part of the Belomorian mobile belt: I. Distribution of major and trace elements in the rocks. *Geochemistry International* 48 (5), 465–491. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016702910050046>.
- Milanovsky E.E., 1976. Rift Zones of Continents. Nedra, Moscow, 279 p. (in Russian) [Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.].
- Milanovsky E.E., 1983. Rifting in the History of the Earth (Rifting of Old Platforms). Nedra, Moscow, 280 p. (in Russian) [Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.].
- Mints M.V., Glaznev V.N., Konilov A.N., Kunina N.M., Nikitichev A.P., Raevsky A.B., Sedykh Yu.N., Stupak V.M., Fonarev V.I., 1996. The Early Precambrian of the North-Eastern Baltic Shield: Paleogeodynamics, Crustal Structure and Evolution. Nauchny Mir, Moscow, 287 p. (in Russian) [Миц М.В., Глазнев В.Н., Кониллов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.].
- Mitrofanov F.P., 2005. New types of mineral raw material in the Kola province: discoveries and perspectives. In: Proceedings of the Conference on the scientific heritage of Academician V.N. Smirnov. IGEM RAS, Moscow, p. 39–53 (in Russian) [Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытия и перспективы // Материалы конференции «Научное наследие акад. В.Н. Смирнова». М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 39–53].
- Mitrofanov F.P., Balagansky V.V., Balashov Yu.A., Gannibal L.F., Dokuchaeva V.S., Nerovich L.I., Radchenko M.K., Ryyngenen G.I., 1993. The U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs of the Kola Peninsula. *Doklady AN* 331 (1), 95–98 (in Russian) [Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Доклады АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98].
- Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., 1999. Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusions of Kola province. In: Mineral deposits: Processes to Processing. Balkena, Rotterdam, p. 87–93.
- Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Korchagin A.U., Groshev N.Yu., Malitch K.N., Zhirov D.V., Mitrofanov A.F., 2013. East Scandinavian and Noril'sk plume mafic large igneous provinces of Pd–Pt ores: geological and metallogenic comparison. *Geology of Ore Deposits* 55 (5), 305–319. <http://dx.doi.org/10.1134/S107570151305005X>.
- Mitrofanov F.P., Smol'kin V.F., 2004a. Layered Intrusions of Monchegorsk Ore Region: Petrology, Mineralization, Isotopes, and Deep Structure. KSC RAS, Apatity, Vol. 1, 177 p. (in Russian) [Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: КНЦ РАН, 2004а. Ч. 1. 177 с.].
- Mitrofanov F.P., Smol'kin V.F., 2004b. Layered Intrusions of Monchegorsk Ore Region: Petrology, Mineralization, Isotopes, and Deep Structure. KSC RAS, Apatity, Vol. 2, 177 p. (in Russian) [Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: КНЦ РАН, 2004б. Ч. 2. 177 с.].
- Nerovich L.I., Bayanova T.B., Savchenko E.A., Serov P.A., Ekimova N.A., 2009. New data on geology, petrography, isotope geochemistry and PGE mineralization of the Monchetundra massif. *Vestnik MGTU* 12 (3), 461–477 (in Russian) [Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.А., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461–477].
- Nitkina E.A., 2006. The Geology and Geochronological Criteria for Identification of Ore-Bearing and Barren Rock Associations of the Western Part of the Platinum-Bearing Fedorovo-Pansky Massif. Synopsis of PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). VSU, Voronez, 30 p. (in Russian) [Ниткина Е.А. Геология и геохронологические критерии выделения рудных и безрудных породных ассоциаций западной части платиноносного Федорово-Панского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 2006. 30 с.].
- Patchett P.J., Bridgwater D., 1984. Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age defined by Nd isotopes in the Ketilidian

- terrain of South Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 87 (4), 311–318. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00381287>.
- Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Grebnev R.A., Sergeev S.A., 2012. U-Pb (SHRIMP-II) dating of single zircon grains from the Vurechuyvench deposit of platiniferous reef rocks. In: *Geology and strategic mineral resources of the Kola region. Proceedings of the 9th All-Russia Fersman Scientific Session (with international participation) devoted to the 60th anniversary of the Geological Institute, KSC RAS. KSC RAS, Apatity*, p. 195–198 (in Russian) [Припачкин П.В., Рундквист Т.В., Гребнев Р.А., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) датирование единичных зерен цирконов из пород платиноносного рифа месторождения Вурэчуайвенч // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона: Труды IX Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 60-летию Геологического института КНИЦ РАН. Апатиты: КНИЦ РАН, 2012. С. 195–198].
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.D., Nemchin A.A., 1997. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (6), 1205–1222. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00410-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00410-3).
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schonberg C.-D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A., 1999. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic shield: isotope and trace element constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (21), 3579–3595. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00111-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00111-8).
- Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U., 2002. Basal platinum-group element mineralization in the Fedorov Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Economic Geology* 97 (8), 1657–1677. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.97.8.1657>.
- Serov P.A., 2008. Age Boundaries of PGE Mineralization of the Fedorovo-Pana Layered Intrusion According to Sm-Nd and Rb-Sr Isotopic Characteristics. Synopsis of PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). KSC RAS, Apatity, 19 p. (in Russian) [Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платинометалльного оруденения Федорово-Панского расслоенного интрузива по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты: КНИЦ РАН, 2008. 19 с.].
- Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Krasivskaya I.S., 2000. The role of mantle plumes in the early Precambrian tectonics of the eastern Baltic Shield. *Geotectonics* 34 (2), 85–106.
- Smith A.D., Ludden J.N., 1989. Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 93 (1), 14–22. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90180-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(89)90180-5).
- Smol'kin V.F., 1992. Komatiitic and Picritic Magmatism of the Early Precambrian Baltic Shield. Nauka, St. Petersburg, 274 p. (in Russian) [Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 274 с.].
- Smol'kin V.F., Bayanova T.B., 1999. The origin and age of gabbro of the Zhdanov deposits of Cu-Ni ores (Pechenga). In: *Abstracts of International conference on the Precambrian rifting, Magmatism and Metallogeny. Correlation of geological complexes of Fennoscandia. KarSC RAS, Petrozavodsk*, p. 150–151 (in Russian) [Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б. Происхождение и возраст габбро Ждановского месторождения Cu-Ni руд (Печенга) // Тезисы международной конференции «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск: КарНИЦ, 1999. С. 150–151].
- Svetov S.A., Huhma H., 1999. Geochemistry and Sm-Nd systematics of the archaic komatiitic-tholeiitic associations of the Vedlozero-Segozero greenstone belt, central Karelia. *Doklady Earth Sciences* 369 (8), 1204–1207.
- Vrevsky A.B., Matrenichev V.A., Ruzheva M.S., 2003. Petrology of komatiites from the Baltic shield and isotope geochemical evolution of their mantle sources. *Petrology* 11 (6), 532–561.



Чашин Виктор Васильевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Геологический институт КНИЦ РАН
184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия
Тел.: 8(81555)79217; ✉ e-mail: chashchin@mail.ru

Chashchin, Victor V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Geological Institute KSC RAS
14 Fersman Street, Apatity 184209, Russia
Tel.: 8(81555)79217; ✉ e-mail: chashchin@mail.ru



Митрофанов Феликс Петрович, академик РАН, профессор, докт. геол.-мин. наук,
г.н.с., консультант-советник РАН
Геологический институт КНЦ РАН
184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия
Тел.: 8(81555)68428; e-mail: felix@geoksc.apatity.ru

Mitrofanov, Felix P., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Academician of RAS,
Chief Researcher, Science Advisor of RAS
Geological Institute KSC RAS
14 Fersman Street, Apatity 184209, Russia
Tel.: 8(81555)68428; e-mail: felix@geoksc.apatity.ru