



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ
КНЦ РАН



КОЛЬСКИЙ
НАУЧНЫЙ
ЦЕНТР РАН



Кольская платинометалльная провинция

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Кольский научный центр Российской академии наук»
Геологический институт

Кольская платинометалльная провинция

академик РАН Ф.П. Митрофанов и коллектив авторов

Апатиты
Издательство ФИЦ КНЦ РАН
2023

УДК 553.491.4; 553.491.8 (470.21)

К62

Печатается по решению Редакционно-издательского совета Федерального исследовательского центра «Кольский научный центр Российской академии наук»

Рецензенты:

академик РАН Л.Н. Когарко;
академик РАН В.А. Верниковский

Авторы:

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Вымазалова А., Габов Д.А., Грошев Н.Ю., Жиров Д.В., Казанов О.В., Калинин А.А., Карпов С.М., Корчагин А.У., Лауфек Ф., Плашил Я., Припачкин П.В., Рундквист Т.В., Савченко Е.Э., Серов П.А., Стэнли К.Дж., Субботин В.В., Чащин В.В.

Главный редактор – академик РАН В.В. Адушкин, Институт динамики геосфер РАН

К62 Кольская платинометалльная провинция : монография / академик Ф.П. Митрофанов и коллектив авторов ; главный редактор В.В. Адушкин. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2023, 193 с.

ISBN 978-5-91137-493-8

Монография академика РАН Феликса Петровича Митрофанова и учеников его научной школы посвящена обоснованию и выделению в северо-восточной части Балтийского (или Фенноскандинавского) щита Кольской платинометалльной провинции. В книге содержатся материалы по геологии, минералогии, геохимии, геохронологии и петрологии Федорово-Панского, Мончегорского, а также Имандровского палеопротерозойских мафит-ультрамафитовых расслоенных комплексов, приводятся результаты исследований, большинство из которых выполнено под непосредственным руководством Феликса Петровича.

УДК 553.491.4; 553.491.8 (470.21)

Научное издание

Редактор С.А. Шарам
Технический редактор, компьютерная верстка Л.Д. Чистякова
Подписано в печать 29.10.2023. Формат бумаги 60x84x1/8
Усл. печ. л. 22,43. Заказ № 47. Тираж 500 экз.

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/publications/>

ISBN 978-5-91137-493-8
doi:10.37614/978.5.91137.493.8

© Коллектив авторов, 2023
© Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, 2023
© ФИЦ КНЦ РАН, 2023
© Оформление. Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, 2023

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая книга посвящена большому периоду разноплановых фундаментальных исследований ученых Геологического института Кольского научного центра РАН под руководством академика Феликса Петровича Митрофанова. За годы руководства Геологическим институтом Феликс Петрович внес огромный личный вклад в развитие общей концепции геодинамической эволюции северо-восточной части Балтийского щита. Особенно важно отметить развитие им актуальных подходов современной геологической науки, рассматривающих геодинамическую эволюцию земной коры с точки зрения тесной связи глубинных мантийных и коровых процессов. Зарождение мантийных плюмов, их влияние на возникновение промежуточных магматических камер, стадийность магматических процессов, приводящих к образованию обширных изверженных провинций с их полезными ископаемыми — вот спектр проблем, которыми вплотную и очень успешно занимался Феликс Петрович. Некоторые идеи, предполагавшиеся Феликсом Петровичем как основа для решения указанных проблем, а также его представления о мантийных плюмах и связанных с ними механизмах взаимодействия между мантией и корой, отличаются от общепринятых, что неизбежно при научном поиске, и публикуются в его оригинальном изложении. В Главе 2 Феликса Петровича также с максимальной полнотой сохранен его оригинальный текст.

К главным заслугам Феликса Петровича можно отнести налаживание четкой системы датирования различных магматических фаз, распознавание меток мантийных и коровых процессов, в совокупности приведших к формированию значимых месторождений стратегического минерального сырья в пределах северо-восточной части Балтийского щита. Несомненно, одним из главнейших типов таких месторождений являются объекты с комплексной Cu-Ni-ЭПГ-Cr-Fe-Ti-V минерализацией — расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы. Благодаря усилиям Феликса Петровича в северо-восточной части Фенноскандинавского щита было обосновано выделение Восточно-Скандинавской базитовой обширной изверженной провинции (ВСкБОИП).

В настоящей книге приведены результаты исследований по геологии, минералогии, геохимии, изотопии главных объектов российской части ВСкБОИП — Кольской платинометалльной провинции. Среди главных из них — интрузии Федорово-Панского и Мончегорского расслоенных комплексов, в которых, во многом благодаря исследованиям под руководством Феликса Петровича, был открыт и поставлен на государственный баланс целый ряд ЭПГ-месторождений, одно из которых — Федоровотундровское — крупнейшее в Европе. Главы книги написаны сотрудниками ГИ КНЦ РАН, которые являются последователями методов и подходов Феликса Петровича, что должно стать хорошей памятью об этом видном ученом и организаторе науки.

Исследования поддержаны грантами РФФИ ОФИ-М № 13-05-00493, № 13-05-00493, № 13-05-00660, № 13-05-12055, № 18-05-70082, РНФ № 21-17-00161.

INTRODUCTION

This book is dedicated to the long-term diverse fundamental investigations conducted by researchers of the Geological Institute of the Kola Science Centre RAS headed by Academician Felix Petrovich Mitrofanov. Over the years of the Geological Institute leadership, Felix Petrovich has made a tremendous personal contribution to the development of the general concept of the geodynamic evolution of the north-eastern Baltic Shield. Most noteworthy is his promotion of relevant approaches to the geological research considering the geodynamic evolution of the Earth's crust in view of close connection between deep-seated mantle and crustal processes. The range of scientific issues closely and successfully studied by Felix Petrovich comprises the genesis of mantle plumes, their impact on the origin of transitional magma chambers and stages of magmatic processes that result in formation of large igneous provinces with their minerals. This book presents some original ideas of Felix Petrovich that he considered a basis for the above issues solution, as well as his concepts of mantle plumes and related mechanisms of the mantle-crust interaction different from common notions, which is only natural in scientific research. Chapter I provides the original text by Felix Petrovich with the utmost completeness.

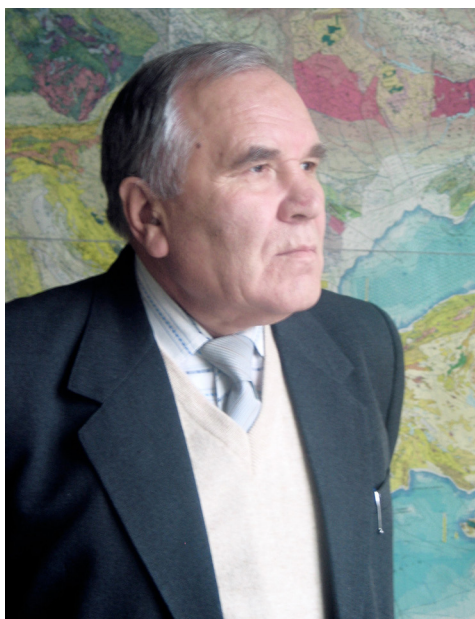
The fundamental achievements of Felix Petrovich include arranging a clear dating system for various magmatic phases, identifying indicators for of mantle and crustal processes that jointly resulted in formation of major deposits of strategic mineral raw materials in the north-eastern Baltic Shield. One of critical types of such deposits is certainly sites with Cu-Ni-PGE-Cr-Fe-Ti-V mineralization, i.e. layered mafic-ultramafic massifs. Through the efforts of Felix Petrovich, the allocation of the East Scandinavian Basic Large Igneous Province (ESBLIP) in the north-eastern Fennoscandian Shield has been justified.

This book provides study results on geology, mineralogy and isotopy of major sites in the Russian part of ESBLIPB, i.e. the Kola PGE Province. The main of these comprise intrusions of the Fedorovo-Pana and Monchegorsk Layered Complexes, where mostly due to the research headed by Felix Petrovich a number of PGE deposits has been discovered and put on the state balance. Among these is the Europe-largest Fedorova Tundra deposit. Chapters of this book are written by researchers of the Geological Institute KSC RAS who followed the concepts and approached of Felix Petrovich. This is meant to become a good memory of this outstanding researcher and organizer of science.

The research has been supported by grants of the Russian Fund for Basic Research Nos. OFI-M No. 13-05-00493, No. 13-05-00493, No. 13-05-00660, No. 13-05-12055, No. 18-05-70082 grant of the Russian Scientific Fund No. 21-17-00161.

ГЛАВА I

АКАДЕМИК РАН ФЕЛИКС ПЕТРОВИЧ МИТРОФАНОВ: ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ НАУЧНОГО ПУТИ



Академик *Феликс Петрович Митрофанов* заслуженно считается одним из крупнейших советских и российских учёных в области фундаментальных и прикладных исследований геологии, петрологии, тектоники, геохронологии и металлогении докембрия.

Он родился 22 июня 1935 года в г. Чкалове (ныне г. Оренбург) в семье служащих. После окончания в 1952 г. средней школы № 13 в г. Куйбышеве (ныне г. Самара) поступил учиться на геологический факультет Ленинградского государственного университета, который окончил с отличием в 1957 г. Полевые студенческие практики 1955–1956 гг. Ф.П. Митрофанов проходил в Восточном Саяне и на беломорском комплексе Карелии и Кольского полуострова. На этих докембрийских объектах он научился структурно-метаморфическому анализу и картированию мигматитовых полей и раннедокембрийских интрузий.

В Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР (ИГГД) (ранее – Лаборатория геологии докембрия АН СССР (ЛАГЕД) Ф.П. Митрофанов проработал с 1957 по 1985 гг. и прошел путь от молодого специалиста до доктора наук, от старшего лаборанта до заместителя директора по науке. Здесь он учился у таких выдающихся знатоков геологии и геохронологии докембрия, как академик А.А. Полканов, члены-корреспонденты АН СССР В.А. Николаев, С.В. Обручев, Н.А. Елисеев, К.О. Кратц, профессоров К.А. Шуркина, А.Н. Неелова, И.К. Козакова. Своими наставниками Ф.П. Митрофанов считал К.О. Кратца, К.А. Шуркина и профессора Ленинградского университета Г.М. Саранчину.

Феликс Петрович Митрофанов всегда называл себя учеником ленинградской научной школы геологов-докембристов России. Рассказывая о международном сотрудничестве тех лет в области геологии докембрия, он с теплотой вспоминал чешского академика В. Зоубека, французского профессора Ж. Шубера и немецкого профессора геохронолога А. Крёнера.

Ежегодные полевые работы Ф.П. Митрофанова в период с 1957 по 1985 гг. проходили в горах Восточного Саяна, Тувы, Монголии, на островах и побережье Белого моря, на Украине, а также в странах Европы на территориях, сложенных метаморфическими комплексами, составляющими древнее основание докембрид, рифеид, палеозоид и альпид Евразии. В эти годы Ф.П. Митрофанов по несколько лет работал в Монголии и Франции, всего же посетил и проводил научные работы на геологических объектах в 29 странах мира.

Наиболее ранние научные работы Ф.П. Митрофанова касаются преимущественно геологии и петрологии гранитных комплексов (Митрофанов, 1959; 1962 а; 1962 б; 1962 в). Кандидатская диссертация, защищенная в Ленинградском университете в 1963 г. (Митрофанов, 1963), посвящена геологии протерозойских и нижнепалеозойских гранитоидов юго-восточной части Восточного Саяна.

В дальнейшем, большой объем исследованного и проанализированного фактического материала позволил Ф.П. Митрофанову перейти к широким обобщениям, рассматривая общие во-

просы магматизма в целом и специфики раннедокембрийского магматизма, акцентируя внимание на взаимосвязи различных эндогенных процессов в пространстве и времени. В докторской диссертации, которую Ф.П. Митрофанов защитил в 1975 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Митрофанов, 1974), и в ряде работ выделены и охарактеризованы главные типы мигматитовых и гранитоидных формаций раннего докембрия и показана их металлогеническая специфика (Митрофанов, Кравцова, 1974; Митрофанов и др., 1975; Митрофанов и др., 1976; Митрофанов, Шуркин, 1976; Митрофанов, Бенеш, 1977).

В конце 70-х и начале 80-х годов XX в. Ф.П. Митрофанов участвует в фундаментальных исследованиях докембрийских древних щитов, итогом которых стала разработка общих закономерностей их эволюции, сформулированных в целом ряде обобщающих работ, посвященных становлению докембрийской литосферы (Общие вопросы..., 1979; Магматические..., 1980; Кратц, Митрофанов, 1980а; 1980б; Kratz, Mitrofanov, 1980; Проблемы тектоники..., 1980; Кратц и др., 1981; Митрофанов и др., 1981; 1982; Митрофанов, Шуркин, 1983; Митрофанов и др., 1985; Проблемы эволюции..., 1986 и многие другие). В эти же годы были разработаны новые принципы и методы выделения, расчленения и корреляции докембрийских образований в разновозрастных и различных по типу крупных структурах земной коры на базе изотопного датирования и построения шкал последовательности эндогенных циклов развития. Например, был обоснован принципиально новый вывод о различиях древнейших образований платформ и складчатых поясов, предопределяющих их разную последующую геологическую историю.

В январе 1986 г. Ф.П. Митрофанов возглавил Геологический институт Кольского научного центра АН СССР (далее – ГИ КНЦ РАН). Так началась его работа в городе Апатиты на Кольском полуострове, и этому краю он остался верен до последних дней жизни. На посту директора ГИ КНЦ РАН Ф.П. Митрофанов находился до 2008 г., а в дальнейшем работал в этой организации в должности главного научного сотрудника, консультанта – советника РАН.

В конце 80-х и начале 90-х годов XX в. в условиях кадрового сокращения и финансовой нестабильности необходимо было существенно перестраивать работу регионального геологического академического учреждения, наладить органичную связь фундаментальной и прикладной науки. Под руководством Ф.П. Митрофанова ГИ КНЦ РАН удалось расширить межрегиональные и международные научные связи с институтами и организациями Норвегии, Финляндии, Швеции, Франции, Польши и других – в рамках проектов ИНТАС, IGCP, ЛИТОСФЕРА, СВЕКАЛАПКО. Ф.П. Митрофанов – соруководитель проекта IGCP «Глубинная корреляция Балтийского щита» (1989–1993), координатор нескольких программ INTAS по геологии Кольского полуострова (1993), соруководитель проекта IGCP «Породы и минералы на больших глубинах и поверхности» (1998), а также российско-французского совместного проекта по изучению плюмового базитового магматизма (1998) в рамках программы CNRS (Нанси) – РАН (Апатиты) (Геодинамика..., 1992; Глубинное строение..., 1992). В рамках геологического изучения древнейших структур Балтийского щита по инициативе Ф.П. Митрофанова был создан Воче-Ламбинский геодинамический полигон (Воче-Ламбинский..., 1991), проведено сравнение состава и структуры горных пород и минералов, извлеченных Кольской сверхглубокой скважиной с интервала глубин до 12262 м, и их гомологов на поверхности. Комплексное исследование разреза Кольской сверхглубокой скважины – единственной в мире скважины такого типа, – позволило получить уникальные данные о минеральном и химическом составе горных пород и их физических свойствах до глубины 12262 м, а также внести коррективы в представления о глубинном строении и развитии земной коры северной части Балтийского щита (Архейский комплекс..., 1991).

С 2006 г. Ф.П. Митрофанов являлся руководителем международного проекта КА 0197 «Strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North» («Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера») (Россия – Финляндия – Швеция) (2006–2009) (Международное сотрудничество..., 2008; Митрофанов, 2008; Проект ИНТЕРРЕГ-ТАСИС..., 2009). Этот и другие проекты были направлены на поиски и освоение как традиционных для региона, так и новых видов минерального сырья. Это обеспечило развитие

традиционных направлений кольской геологии, заложенных в трудах академиков А.Е. Ферсмана и А.В. Сидоренко, члена-корреспондента Г.И. Горбунова, профессора Е.К. Козлова и др.

В 1990 г. Ф.П. Митрофанов был избран членом-корреспондентом, а в 2000 г. – академиком Российской академии наук. В 1996 г. Ф.П. Митрофанов получил звание профессора, а в 2011 г. стал Заслуженным геологом России.

С приходом Ф.П. Митрофанова на пост директора ГИ КНЦ РАН, в институте получило новое развитие направление, связанное с созданием геологических карт региона. Основными результатами этих работ является создание целой серии карт, среди которых Карта докембрийской тектоники масштаба 1:500000 (1992), Геологическая карта Кольского региона масштаба 1:500000 (1996), Макет карты геодинамических элементов раннего докембрия Кольского региона масштаба 1:1000000, совместимая и хорошо коррелируемая с современными картами соседних европейских стран Баренц-региона. В 1996 г. Ф.П. Митрофанов удостоен премии им. А.Д. Архангельского как главный редактор «Геологической карты Кольского региона масштаба 1:5000000».

С созданием карт были неразрывно связаны геохронологические исследования, необходимые для понимания эволюции главных геодинамических структур региона. По инициативе Ф.П. Митрофанова в ГИ КНЦ РАН в 2001 г. был создан и в настоящее время успешно работает Кольский центр коллективного пользования геохронологических и изотопно-геохимических исследований. На твердофазной и газовой геохронометрической аппаратуре, включая немецкий масс-спектрометр Finnigan-MAT-262, изучаются U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr -изотопные системы минералов, впервые в России поставлено и проводится U-Pb датирование единичных зёрен циркона и их фрагментов с использованием искусственного радиоизотопа Pb^{205} . В результате этих исследований на Кольском полуострове был определен возраст большинства реперных геологических объектов и в целом разрешен ряд проблем докембрийской геологии Фенноскандинавского щита (Митрофанов и др., 1993, 1994; Daly et al., 1993; Balashov et al., 1993; Баянова и др., 1994, 1998; 1999; 2010; Галимзянова и др., 1998; Митрофанов и др., 2000; Митрофанов, 2001; Беляев и др., 2001; Митрофанов, Нерович, 2003; Серов, Митрофанов, 2005; Скуфьин и др., 2006; Петровская и др., 2007; Серов и др., 2007; Bayanova et al., 2009, 2014, 2019; Грошев и др., 2009; Баянова, Митрофанов, 2012 и другие).

Начиная с 1996 г. Ф.П. Митрофанов возглавил комплексные научные исследования алмазности Кольского региона (Гавриленко и др., 1996; Зозуля и др., 2009). В результате специальных морских работ, включающих опробование донных осадков, исследования их гранулометрического, петрографо-минералогического и химического состава, а также датирования их возрастов, были впервые в Кольском регионе найдены зерна алмаза, что подтвердило теоретический прогноз Ф.П. Митрофанова, О.Г. и Н.О. Сорохтиных (Сорохтин и др., 1996) и позволило обосновать выделение перспективных районов на обнаружение алмазных россыпей в акватории и прибрежной части Белого моря.

Широта научных интересов Ф.П. Митрофанова и замечательная работоспособность позволила ему развивать прикладные исследования таких разноплановых геологических объектов, как элитные облицовочные материалы и нефтегазоносность шельфа Баренцева моря (Митрофанов, Предовский, 2004).

Однако наиболее яркой страницей творческой биографии академика Ф.П. Митрофанова стало открытие Восточно-Скандинавской базитовой обширной изверженной провинции (ВСкБОИП) и связанной с ней Кольской платинометалльной провинции. В этой связи примечательна славная история поисков и разведки промышленных платинометалльных месторождений на Кольском полуострове, в которой неопределимую роль сыграли научное предвидение Ф.П. Митрофанова, а также полевые и лабораторные исследования возглавляемых им сотрудников ГИ КНЦ РАН (Yakovlev et al., 1991; Припачкин, Рундквист, 2011).

Интрузивный расслоенный комплекс основных и ультраосновных пород на Федорово-Панских тундрах в центральной части Кольского полуострова изучался, начиная с конца XIX и начала XX вв. Поиски медно-никелевых руд проводились в 30–80-х годах XX в., но богатых руд не было найдено. С 1986 г. в Геологическом институте началось изучение комплексного сырья

(Pd, Pt, Rh, Au, Ag, Си, Ni, Со) Федорово-Панской интрузии. Было установлено, что в западной части Панского массива сульфидное и ЭПГ (элементы платиновой группы) оруденение связано с двумя горизонтами тонкорасслоенных пород – нижним и верхним. Теоретический прогноз о возможности наличия такого типа руд был доложен Ф.П. Митрофановым в 1988 г. Президенту АН СССР академику Г.И. Марчуку во время его визита в г. Апатиты. Благодаря осознанию важности и перспективности этих исследований Г.И. Марчук оказал столь необходимую поддержку – выделил средства на приобретение необходимого для изучения платиноносных горизонтов бурового оборудования и аналитической аппаратуры. В результате проведенных работ в 1989 г. на участке Сулейпахк, в зоне нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива, ГИ КНЦ РАН смог собственной буровой установкой пробурить четыре скважины, которые пересекли четыре интервала с комплексной ЭПГ минерализацией (Припачкин, Рундквист, 2011). Анализ полученных материалов позволил Ф.П. Митрофанову в 1989 г. выдвинуть предположение о существовании Кольской платинометалльной провинции (Митрофанов и др., 1994 а; 1994 б; 1999; 2012; Митрофанов, 2009).

Для интенсификации поисково-разведочных работ на ЭПГ в 1991 г. на базе ГИ КНЦ РАН было создано малое инновационное предприятие «Пана». Председателем совета директоров предприятия стал Ф.П. Митрофанов, генеральным директором в период 1992–1999 гг. являлся А.Л. Грицай, а с 2000 г. – А.У. Корчагин В результате проведенных ГИ КНЦ РАН и ЗАО «Пана» исследований к началу 2010-х гг. в Федорово-Панском расслоенном массиве было открыто 4 месторождения ЭПГ и обнаружено большое количество точек минерализации (Латыпов и др., 2001; Schissel et al., 2002; Митрофанов и др., 2004; Mitrofanov et al., 2005, 2019). Создание ЗАО «Пана» является отличным примером инновационной деятельности академического института в реальном секторе экономики. Благодаря научно-организационной, просветительской и инновационной деятельности Ф.П. Митрофанова и его научной школы в поисково-разведочные работы на платиноиды в пределах Кольского региона были привлечены инвестиции более 20 млн. USD. К началу 2000-х гг. были научно обоснованы и апробированы комплексные поисковые индикаторы новых промышленных месторождений родий-платиново-палладиевых, кобальт-медно-никелевых и хромовых руд на Кольском полуострове (Митрофанов, 2006; Митрофанов и др., 2012).

В 2009 г. академик Ф.П. Митрофанов и А.У. Корчагин за открытие Кольской платинометалльной провинции были удостоены премии им. В.В. Смирнова. Фундаментальные и прикладные научные исследования Ф.П. Митрофанова и членов его Научной школы постоянно поддерживались программами и грантами Отделения наук о Земле РАН, РФФИ и РФФИ-ОФИ-М.

В 2011 г. академик РАН Ф.П. Митрофанов стал лауреатом Государственной премии Российской Федерации в области науки и технологий за научное обоснование и открытие крупных месторождений платино-палладиевых руд на Кольском полуострове, торжественное вручение которой прошло в Кремле 12 июня 2012 г.

В течение длительного времени Ф.П. Митрофанов на основе геолого-геодинамических и изотопно-геохимических данных разрабатывал и адаптировал применительно к Кольскому региону концепцию внутриплитных плюмовых процессов, как фанерозойских, так и докембрийских (Арзамасцев, Митрофанов, 2009; Митрофанов и др., 2013). Под его руководством комплексные исследования месторождений полезных ископаемых Кольского региона значительно расширили представления о процессах формирования месторождений медно-никелевых руд, кианита, апатита, бадделеита, железной руды, слюд, редких и платиновых металлов, а также внесли весомый вклад в их освоение.

По результатам широкого спектра фундаментальных и прикладных исследований Ф.П. Митрофанова им опубликовано в отечественной и зарубежной научной периодике более 400 статей и более 30 книг (достаточно подробный список трудов Ф.П. Митрофанова доступен на сайте «Информационная система. История геологии и горного дела» <http://higeo.ginras.ru/view-record.php?tbl=person&id=234>). Учениками Ф.П. Митрофанова защищено 10 докторских и 19 кандидатских диссертаций.

Особо хочется отметить педагогическую деятельность Ф.П. Митрофанова, его поистине отеческую заботу о научной смене и молодых специалистах, которые под его руководством обучались на кафедре геологии и полезных ископаемых Мурманского государственного технического университета (Митрофанов и др., 2005). Многие выпускники кафедры стали квалифицированными геологами на предприятиях горно-геологического комплекса региона, некоторые из них защитили кандидатские диссертации и успешно продолжают дело своего учителя на научном поприще.

Награды Феликса Петровича Митрофанова: медаль РАЕН им. П.Л. Капицы; медаль «За трудовое отличие» (1981); орден Дружбы (1995); лауреат премии им. А.Д. Архангельского (1996); орден Почета (2006); медаль «В память 250-летия г. Ленинграда»; лауреат премии им. академика Смирнова (2009); Заслуженный геолог России (2011); лауреат Государственной премии Российской Федерации (2011).

Литература

1. Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П. Палеозойские плюм-литосферные процессы в северо-восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 324–336.
2. Архейский комплекс в разрезе СГ-3 / ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. 185 с. (МПГК. Проект 275 «Глубинная корреляция Балтийского щита»).
3. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Павличенко Л.В. Возраст габброноритов нижнего расчлененного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // ДАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 95.
4. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Егоров Д.Г. U-Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского железорудного месторождения (Оленегорск, Кольский полуостров) // ДАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 673.
5. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Галимзянова Р.М., Левкович Н.В. Архейский возраст щелочных гранитов массива Белые Тундры (Кольский полуостров) // ДАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 806.
6. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // ДАН. 2010. Т. 431. № 2. С. 216–222.
7. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Важнейшие результаты и значение изотопно-геохимических исследований для целей региональной геологии Фенноскандинавского щита // Вестник Кольского научного центра РАН. 2012. № 1 (8). С. 21–30.
8. Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Петров В.П., Левкович Н.В. Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района Малых Кейв (Кольский полуостров) // ДАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 651–654.
9. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / ред. Ф.П. Митрофанов, В.И. Пожиленко. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 194 с.
10. Гавриленко Б.В., Митрофанов Ф.П., Евзеров В.Я., Казаков Н.В. Итоги и перспективы изучения россыпей северо-восточной части Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 3. С. 290.
11. Галимзянова Р.М., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Федотов Ж.А., Левкович Н.В. Происхождение и U-Pb возраст гранофировых пород Имандровского дифференцированного интрузива (Кольский регион) // ДАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 805.
12. Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита: сб. науч. тр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 148 с. (МПГК. Проект 275 «Глубинная корреляция Балтийского щита»).
13. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР: Сб. науч. трудов / ред. Ф.П. Митрофанов, В.И. Болотов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 152 с. (МПГК. Проект 275 «Глубинная корреляция Балтийского щита»).
14. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометаллических базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669–673.
15. Зозуля Д.Р., Митрофанов Ф.П., Пелтонен П., О'Брайен Х., Лехтонен М., Калачев В.Ю. Строение литосферной мантии и перспективы алмазоносности Кольского региона (анализ химизма и термобарометрии кимберлитовых пиропов) // ДАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 73–78.
16. Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Недра, 1980 а. С. 147–169.
17. Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. Расчленение и корреляция докембрия СССР // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980 б. С. 22–31.

18. Кратц К.О., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов / ред. Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1981. 163 с.
19. Латыпов Р.М., Митрофанов Ф.П., Скиба В.И., Алапиети Т.Т. Расслоенный интрузив Западно-Панских тундр, Кольский полуостров: механизм дифференциации и последовательность становления // Петрология. 2001. Т. 9. № 3. С. 254.
20. Магматические формации раннего докембрия территории СССР: в 3 кн. М.: Недра, 1980. Кн. 1. 285 с. Кн. 2. 283 с. Кн. 3. 266 с.
21. Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North – TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера» (Россия – Швеция – Финляндия / Коллектив авторов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 105 с.
22. Митрофанов Ф.П. О форме и о геологическом положении Хонголдайского массива гранитов // Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 238.
23. Митрофанов Ф.П. О двух различных биотитах в Ихе-Булнайском массиве гранитоидов (Тункинские гольцы В. Саяна) // Краткие сообщения Бурятского КНИИ. Вып. 3. 1962 а. С. 37–39.
24. Митрофанов Ф.П. О калиевых полевых шпатах в Уртагольском массиве гранитоидов (В. Саян) // Краткие сообщения Бурятского КНИИ. Вып. 9. 1962 б. С. 90–94.
25. Митрофанов Ф.П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и Восточной части Восточного Саяна // Вестник ЛГУ. Серия: Геология и география. 1962 в. № 6. С. 46–56.
26. Митрофанов Ф.П. Протерозойские и нижнепалеозойские гранитоиды некоторых структурно-фациальных зон юго-восточной части Восточного Саяна: автореф. дис. на соискание учен. степени к.г.-м.н. Л., 1963.
27. Митрофанов Ф.П. Гранитоиды в геологическом развитии раннего докембрия: автореф. дис. д.г.-м.н. Новосибирск. 1974. 59 с.
28. Митрофанов Ф.П., Кравцова Е.И. Раннедокембрийское гранитообразование во времени и пространстве и его сравнение с фанерозойским // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 80–88.
29. Митрофанов Ф.П., Кравцова Е.И., Мануйлова М.М. и др. Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л.: Наука, 1975. 292 с.
30. Митрофанов Ф.П., Шуркин К.А., Щербак Н.П., Кравцова Е.И. Древнейшие гранитоиды // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 119–132.
31. Митрофанов Ф.П., Шуркин К.А. Некоторые положения формационного анализа плутонических образований раннего докембрия // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 53–60.
32. Митрофанов Ф.П., Бенеш К. Структурные типы гранитоидных массивов // Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1977. С. 118–130.
33. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Вып. 32. 1981. Л.: Наука. 156 с.
34. Митрофанов Ф.П., Зайцев Н.С., Козаков И.К. и др. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 196–209.
35. Митрофанов Ф.П., Шуркин К.А. Типы гранитоидов раннего докембрия // Металлогения докембрийских гранитоидов. М.: Наука, 1983. С. 270–293.
36. Митрофанов Ф.П., Бибилова Е.С., Грачева Т.В. и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых («серых») гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // ДАН СССР, 1985. Т. 284. № 3. С. 670–674.
37. 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 // ДАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95.
38. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У. Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафитовых интрузий // Отечественная геология. 1994. № 6. С. 37–41.
39. Митрофанов Ф.П., Дистлер В.В., Яковлев Ю.Н. и др. Кольская платиноносная провинция // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1994 а. С. 66–77.
40. Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В. и др. Кольский регион – новая платинометаллическая провинция // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994 б. С. 65–79.
41. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б. и др. Кольская платинометаллическая провинция: новые данные // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1999. Т. 3. Кн. 1. С. 43–52.
42. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.

43. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5–14.
44. Митрофанов Ф.П., Нерович Л.И. Время магматической кристаллизации и метаморфических преобразований автономных аортозитовых массивов Пыршин и Абварьский Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 381–390.
45. Митрофанов Ф.П., Предовский А.А. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 140.
46. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометалльное оруденение // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2004. С. 175–186.
47. Митрофанов Ф.П., Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю. Решение фундаментальных проблем геологии Кольского и Воронежского регионов и подготовка магистров геологии на базе ФЦП «Интеграция» // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2005. № 1. С. 286–287.
48. Митрофанов Ф.П. Поисковые индикаторы новых промышленных месторождений родий-платиново-палладиевых, кобальт-медно-никелевых и хромовых руд на Кольском полуострове // Отечественная геология. 2006. № 4. С. 3–9.
49. Митрофанов Ф.П. Корреляция состава и рудообразующих этапов раннепротерозойских базит-гипербазитовых расслоенных интрузий Финляндии и Кольского полуострова (Россия) // Интеррег-Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта. Вып. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 13–17.
50. Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийская геодинамика, магматизм и металлогения Кольской провинции. // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 4. С. 567–570.
51. Митрофанов Ф.П., Жиров Д.В., Баянова Т.Б. Комплексные прогнозно-поисковые критерии главной металлогенической специализации раннепротерозойских базит-гипербазитовых расслоенных массивов кристаллических щитов // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 7–13.
52. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Баянова Т.Б., Жиров Д.В. Способ определения платино-палладиевой и медно-никелевой металлогенической специализации базит-гипербазитового расслоенного массива архейского кристаллического щита // Патент на изобретение RU 2506613 С1, 10.02.2014. Заявка № 2012132672/28 от 30.07.2012.
53. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У. и др. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. № 5. С. 357–373.
54. Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тр. 5 сес. Науч. совета по геологии докембрия. Уфа. 1977 г. / ред. Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1979. 164 с.
55. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Серов П.А. Этапы и условия формирования архейского эндробит-гранулитового комплекса района Пулозеро-Полнек-тундра Центрально-Кольского блока // ДАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 370–373.
56. Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Роль ученых Кольского филиала АН СССР и Кольского научного центра РАН в исследовании и освоении Федорово-Панских тундр // Вестник КНЦ РАН. 2011. № 1. С. 4–16.
57. Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта / ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. Вып. 2. 112 с.
58. Проблемы тектоники раннего докембрия: сб. ст. / ред. К.О. Кратц, Ф.П. Митрофанов. Л.: Недра, 1980. 208 с.
59. Проблемы эволюции докембрийской литосферы / ред. Ф.П. Митрофанов, Ю.М. Соколов. Л.: Наука, 1986. 312 с.
60. Серов П.А., Митрофанов Ф.П. Платиноносный расслоенный Федорово-Панский интрузив (Кольский полуостров): новые Sm-Nd-изохроны и изотопно-геохимические данные // ДАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 670–673.
61. Серов П.А., Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сопоставление новых данных по датированию изотопными U-Pb- и Sm-Nd-методами пород ранней безрудной фазы и базальных рудовмещающих пород платинометалльного Федорово-Панского расслоенного массива (Кольский полуостров) // ДАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 530–532.
62. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулкано-тектонической структуры (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 408. № 6. С. 805–809.
63. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазности восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 143 с.

64. Bayanova T.B., Ludden J., Mitrofanov F.P. et al. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // *Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution*. London: GSL, 2009. P. 165–198. (GSL Special Publ.; V. 323).
65. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield – Isotope Nd-Sr and ³He/⁴He Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / *Geochronology – Methods and Case Studies* / Edited by Nils-Axel Mörner // INTECH, 2014. P. 143–193. (<http://dx.doi.org/10.5772/58835>).
66. Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. Long-lived mantle plume and polyphase evolution of Palaeoproterozoic PGE intrusions in the Fennoscandian Shield // *Minerals*. 2019. No. 9 (1). V. 59. doi:10.3390/min9010059.
67. Balashov Y.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola peninsula and Northern Karelia, Northeastern Baltic shield // *Precambrian Research*. 1993. V. 64. No. 1–4. P. 197–205.
68. Daly S.J., Mitrofanov F.P., Morozova L.N. Late Archaean Sm-Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // *Precambrian Research*. 1993. V. 64. No. 1–4. P. 189–195.
69. Kratz K.O., Mitrofanov F.P. Main type reference sequences of the Early Precambrian in the USSR // *Earth Sci. Rev.* 1980. V. 16. P. 295–301.
70. Mitrofanov F., Korchagin A., Dudkin K., Rundkvist T. Exploration for Platinum-Group Element Deposits. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Volume 35, Edited by James E. Mungall, Printed in Canada, Chapter 15: Fedorov-Pana Layered Mafic Intrusion (Kola Peninsula, Russia): Approaches, Methods, and Criteria for prospecting PGEs. 2005. P. 343–358.
71. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Ludden J.N., Korchagin A.U., Chashchin V.V., Nerovich L.I., Serov P.A., Mitrofanov A.F., Zhirov D.V. Origin and Exploration of the Kola PGE-bearing Province: New Constraints from Geochronology / *Ore Deposits: Origin, Exploration, and Exploitation* / Edited by Sophie Decree and Laurence Robb // *Geophysical Monograph Series*. Wiley. 2019. P. 3–36. DOI:10.1002/9781119290544.ch.1.
72. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Federov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Economic Geology*. 2002. V. 97, No. 8. P. 1657–1677.
73. Yakovlev Yu.N., Mitrofanov F.P., Razhev S.A. et al. Mineralogy of PGE in the mafic-ultramafic massifs of the Kola region // *Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 43. No. 3. P. 181–192.

ГЛАВА II

СУЩНОСТЬ КОНЦЕПЦИИ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

Современная концепция тектоники плит предлагает достаточно хорошее и элегантное обоснование происхождения двух основных типов базальтового магматизма, каждый из которых является приуроченным к границам литосферных плит: магмы, исходные для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), нарастающих океаническую кору в областях дивергенции плит, и магмы, образующиеся в островодужных субдукционных компрессионных условиях (Campbell, 2005, Митрофанов и др., 1997). Однако существует третий тип магматизма, преимущественно основного состава, который обычно распространен на значительном удалении от границ плит. В эту категорию попадают такие обширнейшие проявления магматизма, как континентальные покровные базальты и гигантские океанические плато, как их аналог в пределах более тонкой океанической коры, покрывающие площади во многие тысячи квадратных километров, и асейсмичные рифты, представляющие собой цепи вулканов, пересекающие океаническое дно. В рамках более современных представлений первые два феномена оказываются приуроченными к процессу плавления большой сферической головной части новообразованного плюма (Richards et al., 1989), в то время как происхождение асейсмичных рифтовых структур зачастую связывается с плавлением плюмового хвоста и образованием менее глубоких плюмов (Wilson, 1963; Morgan, 1971).

Мантийная конвекция определяется, в первую очередь, аномалиями плавучести в пределах двух основных термодинамических границ: верхним граничным слоем является постепенно охлаждающаяся литосфера, которая периодически становится более плотной, чем подстилающая ее мантия, что приводит к погружению литосферы, и это является основной движущей силой для осуществления механизма тектоники плит; вторым важным слоем является граничный слой «D», разделяющий нижнюю мантию и внешнее ядро планеты. На основании экспериментальных данных было установлено, что температура последнего на 700°C превышает температуру окружающей его мантии (Campbell, 2005; Kerr, Mahoney, 2007). Этот температурный градиент и приводит к обра-

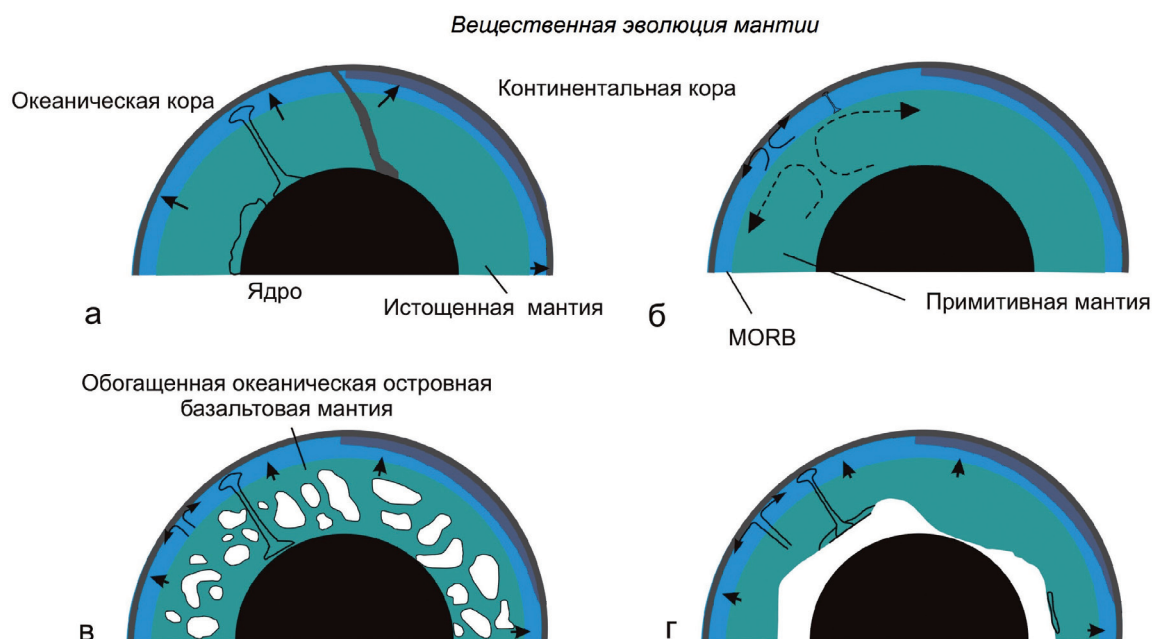


Рис. 1. Принципиальная схема возникновения канонической формы плюма (Campbell, 2005).

зованию переходного слоя «D», в пределах которого происходит образование плюмов, состоящих из разогретого плотного материала, который, в свою очередь, благодаря свойственной ему термической плавучести, поднимается на поверхность. Несмотря на то, что этот разогретый материал имеет большую плавучесть, требуется накопление своего рода «критической плавучести» для начала процесса апвеллинга, вследствие чего новые плюмы повсеместно имеют большую головную часть и относительно узкий «хвост», потому что сам подъем плюма приводит к разуплотнению среды, и следующим порциям материала оказывается легче использовать уже созданный мантийный канал (рис. 1).

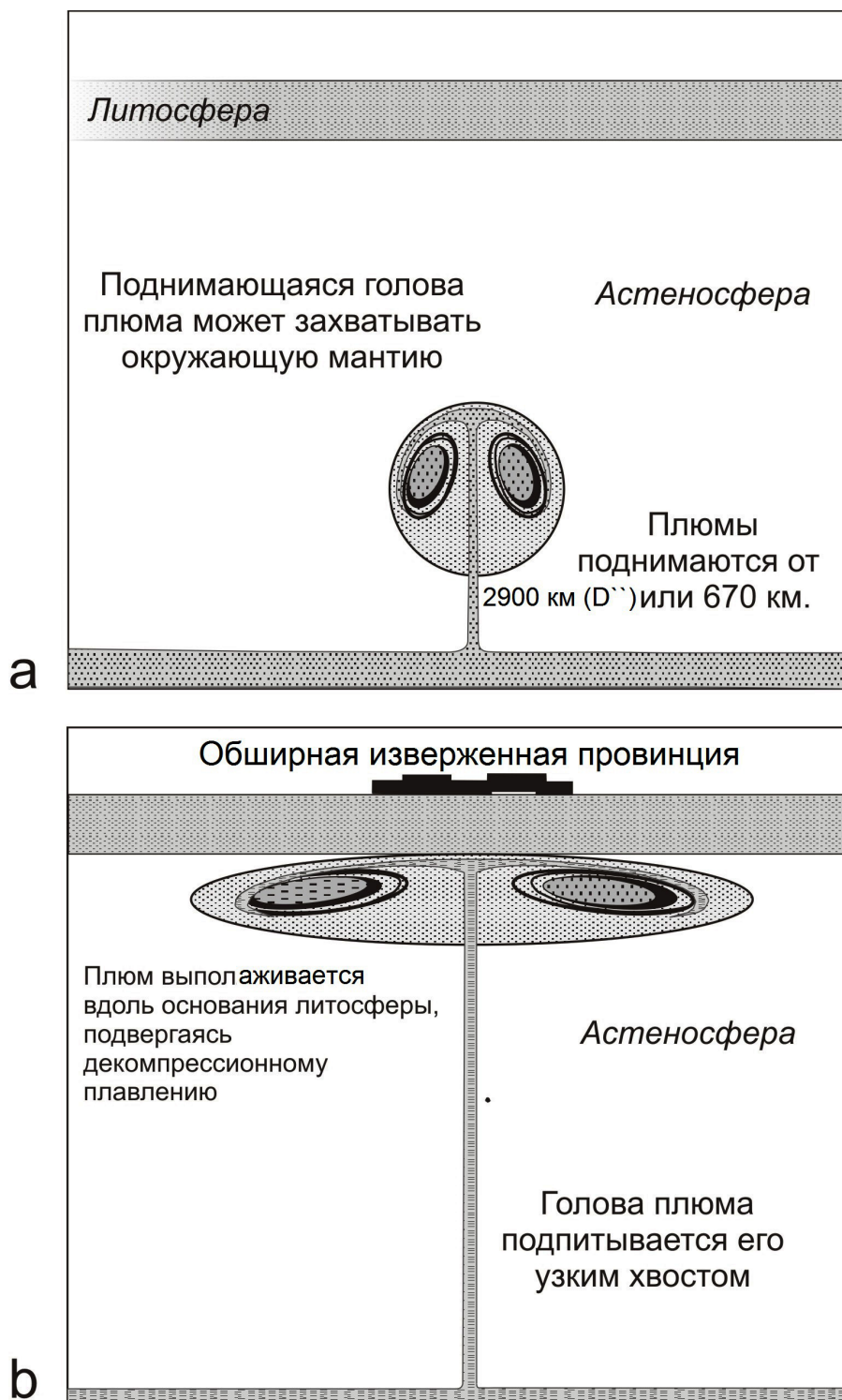


Рис. 2. Уплотнение головной части плюма (Campbell, 2005).

Дальнейшее продвижение плюма обуславливается двумя основными процессами. Во-первых, за счет того, что скорость подъема материала в хвостовой части плюма оказывается большей, чем в головной, происходит постоянная подпитка верхней части плюма более разогретым материалом и, как следствие, повышение его температуры. Во-вторых, за счет разогревания прилегающих к головной части плюма вещества мантии, происходит их разогревание и уменьшение плотности, что также сопровождается перемешиванием вещества, в результате чего оно ассимилируется самим плюмом. По мере окончания движения, головная часть плюма приобретает все более дискообразную форму (рис. 2) и скорость вертикального подъема постепенно уменьшается.

Сильный базальтовый магматизм на континентах и океанических плато является первым из проявлений поднимающегося плюма. Объемы выплавленных базальтовых магм превосходят соответствующие показатели для островных дуг на несколько порядков (Richards et al., 1989). Поскольку диаметр уплощенной головной части плюма может достигать 2500 км (Campbell, 2005), то и ареал распространения таких пород насчитывает сотни тысяч и даже миллионы квадратных километров. Эти области в современной концепции плюм-тектоники носят название обширных изверженных провинций (Large Igneous Provinces (LIP) в английской литературе).

Формирование анорогенных вулканических цепей обычно связывают (Campbell, 2005) с деятельностью плюмов меньшего масштаба, зарождение которых также происходит на переходной границе в мантии, но на меньших глубинах порядка 670 км.

Общая характеристика обширных изверженных провинций

Обширная изверженная провинция (далее ОИП) – чрезвычайно большое скопление комплексов магматических пород (интрузивных и/или вулканических) в земной коре. Данный термин впервые был введен в обращение в 1992 г. (Coffin, Eldholm, 1992, 1993 a, 1993 b, 1994, 2001) и обозначал ОИП как крупные внедрения в коровое пространство преимущественно основных магм (обогащенных Mg и Fe). Генезис этих магм приурочен к процессам, отличным от «нормального» спрединга, проявляющиеся в виде континентальных и субмаринных потоковых базальтов, вулканизма пассивных океанических окраин, океанических плато и подводных рифтов. Породы основного состава, приуроченные к деятельности срединно-океанических хребтов (далее СОХ), а также другие породы, образовавшиеся посредством механизмов «классической» тектоники плит, в это определение, очевидно, не попадали.

Со временем термин «ОИП» был существенно расширен. Общепринято под ОИП в настоящее время понимать гигантскую область развития (более 50000 км²) магматических пород самого разнообразного состава (Coffin, Eldholm, 2001). Использование такого широкого определения, включающего в себя достаточно большое количество разнообразных с петрологической, геодинамической и тектонической точек зрения магомгенирующих процессов, не может не приводить к необходимости введения четкой иерархической классификации его образующих подмножеств. Такая попытка была предпринята в работе (Sheth, 2007) и приводится в таблице 1. В этой работе первичное разделение ОИП происходит на основании отнесения пород, слагающих ОИП, к вулканическим или интрузивным. В первом случае, соответственно, выделяются обширные вулканические провинции (ОВП), во втором – обширные плутонические провинции (ОПП). При этом очень важно подчеркнуть тот факт, что в то время как все ОВП относятся к ОИП, обратное не является верным (Sheth, 2007).

Следующий этап иерархического дробления происходит по петрографическому и геохимическому принципу. Среди ОВП выделяются риолитовые (РОИП), андезитовые (АОИП), базальтовые (БзОИП) и ОИП бимодальной серии (БРОИП). Для плутонических провинций разделение происходит на 2 крупных подкласса: обширные гранитные изверженные провинции (ГОИП) и обширные базитовые изверженные провинции (БОИП) (табл.).

Доминирующей моделью образования ОИП является плюмовый механизм, в рамках которого породы ОИП являются продуктами деятельности долгоживущей мантийной струи, которая может зарождаться на самых разных глубинах (от верхней мантии до границы нижней мантии с ядром).

Таблица. Иерархическая классификация Обширных изверженных провинций (Sheth, 2007).

		Обширные изверженные провинции (LIPs)				Обширные плутонические провинции (LPPs)	
		Обширные вулканические провинции (LVPs)		Обширные базальто-риолитовые провинции (LBRPs)			
Преимущественно или полностью кислые: обширные провинции (LRPs)	Преимущественно или полностью андезитовые провинции (LAPs)	Преимущественно или полностью основного состава: обширные базальтовые провинции (LBPs)	Преимущественно или полностью кислые: обширные провинции (LBRPs)	Преимущественно или полностью основные базальтовые провинции (LBPs)	Преимущественно или полностью кислые: обширные провинции (LBRPs)	Преимущественно или полностью основного состава	
Только континентальные	Преимущественно континентальные	Континентальные и океанические	Только континентальные	Континентальные и океанические	Только континентальные	Континентальные и океанические	
Сьерра-Мадре Малани	Островные дуги: Индонезия, Япония; активные континентальные окраины: эквадорско-колумбийский Анды. Зоны континентальной коллизии: Анатolia – Иран	Континентальные базальтовые покровы: Декан, Мадагаскар, Сибирь, Йемен – Эфиопия, Центрально-атлантический. Океанические платформы: Исландия, Карибская область. Океанические острова и Оаху на Гавайях. Переходные зоны: Индокитай, Монголия	Равнина Снейк-Ривер	Только континентальные	Орогенные и анорогенные гранитные батолиты: Тибет – Гималаи, Пагагония, Перу, Чили. Чарнокитовые массивы: Южная Индия	Расслоенные интрузии: Бушвельд. Гигантские дайковые рои: Красное море. Анортозитовые массивы	

Однако существует модель плитного стрессового образования (Hagstrum, 2005), в рамках которой происхождение ОИП связывается с крупными дислокациями земной коры, образовавшимися под действием сильных стрессовых деформаций при движениях плит. Распространена также модель излияний из ранее образованных мантийных резервуаров, постулирующая наличие в верхней мантии крупного резервуара с расплавленным материалом, который существовал на протяжении всей истории Земли (Campbell, 2007), и даже импактная модель (Hagstrum, 2005), связывающая возникновение ОИП с падениями метеоритов.

С металлогенической точки зрения, а также принимая в расчет количество и объемы приуроченных к ОИП разнообразных пород, данные структуры являются весьма перспективными для поисков крупных Ni-Cu-PGE месторождений (этот вопрос будет более подробно освещен ниже на примере Восточно-Скандинавской базитовой обширной изверженной провинции), а также медно-порфировых месторождений с золотом, кимберлитов и многих других типов минерального сырья.

С образованием ОИП в большинстве случаев бывают связаны такие структуры, как интракратонные и перикратонные рифтовые зоны, обширные дайковые рои, а также крупные силлы и силлоподобные интрузивные тела (Ernst, 2014; Митрофанов и др., 2013).

Геолого-геофизическая характеристика строения Балтийского щита

Балтийский (Фенноскандинавский) щит представляет собой наиболее крупный выступ раннедокембрийского кристаллического фундамента, расположенный в пределах Восточно-Европейского кратона. В южном и юго-восточном направлении поверхность кристаллического фундамента полого погружается под более молодые образования Русской плиты. С северной и северо-восточной стороны находится система разломов Карпинского, которая маркирует границу между Балтийским щитом и Баренцевоморской плитой. В этом направлении глубина залегания кристаллического фундамента колеблется в пределах 1–6 км, достигая 10 и даже 18–20 км в пределах некоторых впадин. В северо-западном направлении щит перекрыт аллохтонными покровами скандинавских каледонид, в некоторых местах которых присутствуют тектонические окна пород щита. В южном и юго-западном направлении Балтийский щит окаймлен системой разломов зоны Зоргенфрай-Торнквист Польско-Германского фронта.

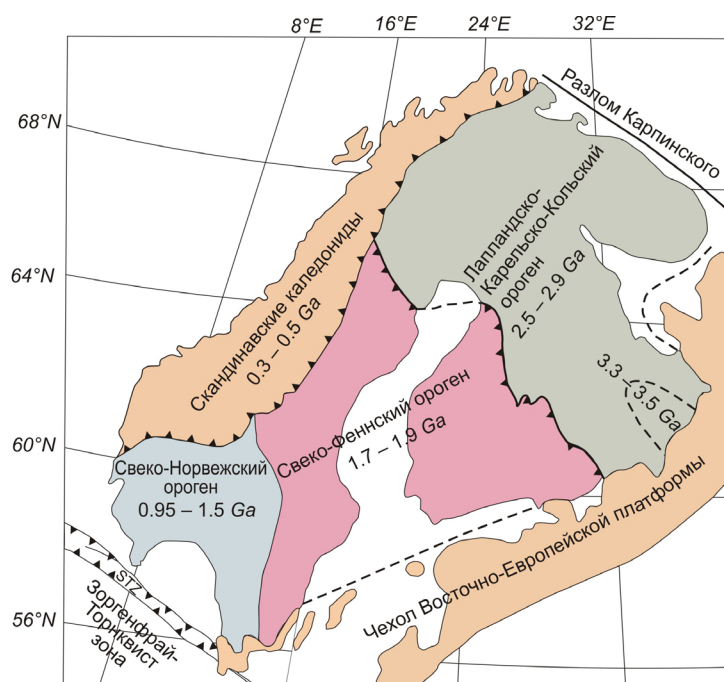


Рис. 3. Упрощенная тектоническая схема Фенноскандинавии. (Пожиленко и др., 2002).

История формирования и последующего преобразования коры Балтийского щита во многом определяет основные черты ее строения. К основным докембрийским структурам относятся следующие провинции: Лапландско-Карельско-Кольская, Свелофеннская и Свело-Норвежская (рис. 3), каждая из которых вмещает в себя большое количество структур меньших порядков.

Современная геологическая структура Кольского региона как северо-восточной части Балтийского щита является прямым следствием кумулятивного эффекта многочисленных эндогенных и экзогенных процессов, временной период развития которых начинается в архее и заканчивается кайнозойем (рис. 3).

Наиболее ранними корообразующими процессами (Митрофанов

и др., 1997) в регионе являются позднемезоархейские и неархейские полифазные процессы. В интервале времени 2.9–2.5 млрд лет в результате этих процессов были образованы гранулиты и гнейсы умеренных давлений, эндербиты, тоналиты, а также вулканиты, включающие в себя коматититы, осадки, содержащие железистые кварциты и мафит-ультрамафитовые интрузии. Несколько позднее были образованы анортозиты, монцониты, граниты, аплиты и пегматиты (рис. 4).

Из всего перечисленного следует, что геология Кольского региона в значительной степени представляет собой террейновый коллаж, значительно различающийся по своему вещественному составу. Для него характерны пологие границы многих террейнов и глубинных разломных зон, наличие автономных анортозитов и большого количества гранулитов и чарнокит-эндербитов, крупных массивов щелочных пород. В целом на протяжении всей своей геологической истории регион характеризовался достаточно мобильной геодинамикой (Митрофанов и др., 1997).

Геология палеопротерозоя (2500–1600 млн лет) рассматривается как эра переходного геодинамического режима. В это время предполагается проявление процессов внутрикоровых латераль-

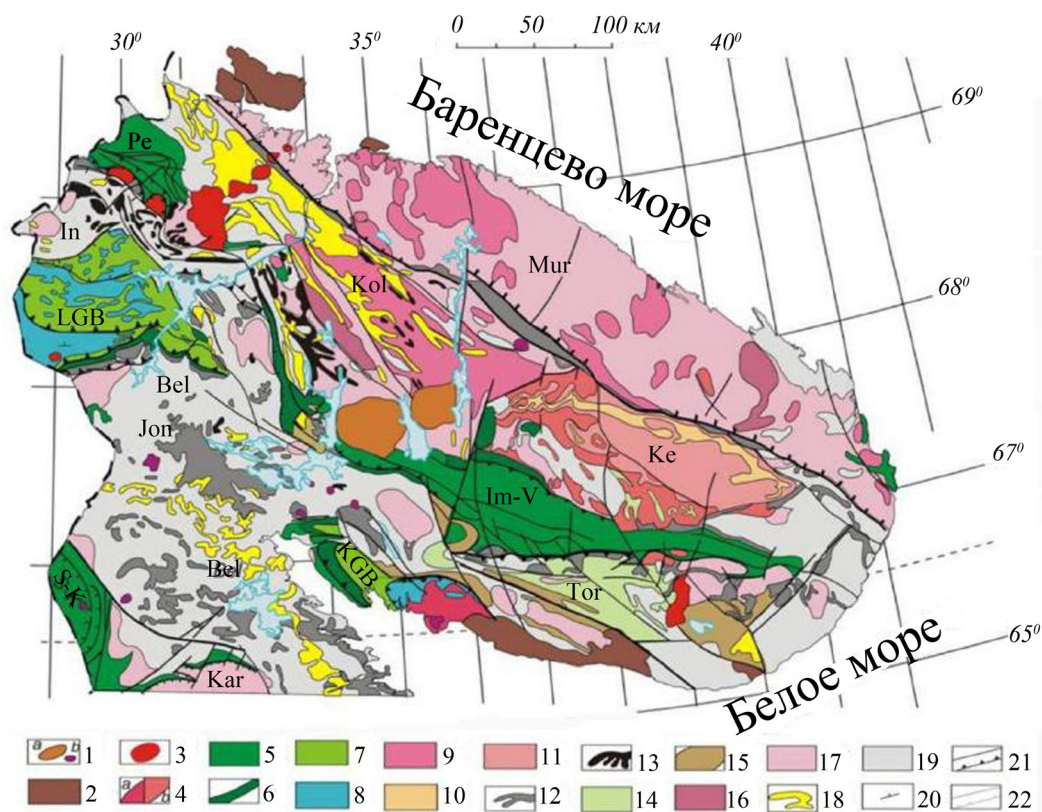


Рис. 4. Геолого-структурная карта Кольского региона Балтийского щита (Митрофанов и др., 1997; Пожиленко и др., 2002).

Террейны (блоки или домены): Мур – Мурманский, Ко – Кольский, Ве – Беломорский, Тер – Терский, Ке – Кейвский, Ин – Инари. Пояса: Jon – Енский, К-V – Колмозеро-Воронья (архейские зеленокаменные); Ре – Печенга, Им-V – Имандра-Варзуга (рифтогенные, палеопротерозойские).

1 – контуры палеозойских интрузий; 2 – осадочные породы палеопротерозоя. Палеопротерозой: 3 – граниты, гранодиориты и диориты; 4 – чарнокиты, граниты (а), щелочные граниты (б); 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, пироксениты; 7 – гранулиты основного и среднего состава; 8 – кислые гранулиты. Поздний мезоархей и неархей: 9 – гранодиориты, диориты и эндербиты; 10 – глиноземистые и субглиноземистые гнейсы и сланцы; 11 – кислые гнейсы; 12 – фрагменты зеленокаменных поясов; 13 – фрагменты железорудной формации (гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты); 14 – гнейсы и сланцы; 15 – гнейсы и амфиболиты; 16 – гранодиориты и диориты; 17 – плагиограниты и гранито-гнейсы; 18 – кианит-гранат-биогитовые гнейсы; 19 – гранито-гнейсы, гнейсы, мигматиты; 20 – элементы залегания; 21 – субвертикальные разломы и пологие надвиги, разделяющие палеопротерозойские террейны; 22 – субвертикальные разломы и надвиги разной иерархии.

ных и радиальных перемещений вещества в процессах внутриконтинентального рифтинга и коллизии. В этот период наличествовала полицикличность геодинамических режимов и многоактность метаморфизма, образования даек, гранитных интрузий, пегматитов. Результатом всех этих процессов является формирование Кольского коллизии (Митрофанов и др., 1997). Все главные особенности структуры Кольского региона были сформированы в свекофеннский этап палеопротерозоя.

Традиционно в пределах Кольского региона выделяются наиболее крупные структуры, контакт которых проходит вдоль зон глубинных разломов, в различных работах они рассматривались в ранге блоков, мегаблоков, доменов либо террейнов: Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский. Кроме них выделяются структурные зоны: зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс и Печенго-Варзугский палеорифтоген (Пожиленко и др., 2002). В пределах каждой из этих зон выделяется большое количество структур более мелкого порядка (рис. 4).

Одной из главных проблем геологии Кольского региона является стратиграфическое расчленение и корреляция супракрустальных пород, которая проистекает из практически полной невозможности реконструкции первичных структурно-текстурных и вещественных характеристик протолитов. В этих случаях можно опираться только на структурные и геохронологические данные для нижнепротерозойских пород. Установление первичной стратиграфической последовательности предстает менее сложной задачей из-за относительно лучшей сохранности первичных признаков, для хронологической приуроченности этих и более молодых пород используются биостратиграфические методы (Любцов и др., 1989).

К основным верхнеархейским литостратиграфическим комплексам относятся: комплекс основания и Кольско-Беломорский пояс. Первый выделяется пока недостаточно, лишь на основании геолого-структурных и изотопных данных и геохронологических возрастов. Состав его преимущественно представлен серыми биотитовыми гнейсами и мигматитами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава. Образования Кольско-Беломорского пояса слагают крупные геологические тела и, судя по всему, имеют первичную супракрустальную природу.

Нижнепротерозойские стратифицированные образования в ранге карельского комплекса наиболее полно представлены в пределах Печенга-Имандра-Варзугской структуры. К этому возрастному интервалу также принадлежат Пана-Куолаярвинская, Кукаозерская, Усть-Понойская структуры и район хребта Серповидного в Кейвской структуре. Стратиграфически карельский комплекс разделен на три отдела: нижний отдел представлен метавулканитами основного и среднего составов; средний отдел отличается более контрастным составом слагающих его пород: от андезито-базальтов до трахибазальтов и толеитовых базальтов; состав вулканитов верхнего отдела изменяется (снизу вверх) от пикрит-базальт-андезитовых формаций до андезит-дацит-риолитовых и дацит-риолитовых.

Верхнепротерозойские породы представлены преимущественно пестроцветами, турбидитами и сланцами и широко распространены в акваториях Баренцева и Белого морей, в том числе на побережье острова Кильдин, полуостровов Рыбачий и Средний, где они образуют эрозионные останцы.

Породы палеозойского возраста представлены редкими находками в останцах кровли Хибинского и Ловозерского массивов, в Контозерской кальдере, в небольших коренных выходах в районах Ивановской и Дроздовской губ на побережье Баренцева моря и верхнего течения реки Харловка. Возраст пород – девонский (терригенные породы) и каменноугольный (вулканиты и карбонатиты).

Из мезозойских образований на территории региона сохранились лишь небольшие выходы каолинитов, сунгулитов и гипергенных фосфатов.

Кайнозойские образования неоген-четвертичного возраста широко распространены благодаря тому, что в этот временной период в значительной степени и был сформирован облик Кольского региона. Наиболее известными образованиями являются коры выветривания с мощностью более 50 м, представленные глинисто-песчаными и глинисто-дресвяными образованиями. В этот период

времени были сформированы крупные элювиальные отложения. Четвертичные образования представлены почти повсеместно широким набором разновидностей рыхлых осадков различного происхождения (Пожиленко и др., 2002). Интрузивные магматические образования представлены в Кольском регионе чрезвычайно широким спектром объектов различного состава, возраста и происхождения (рис. 4).

К самым древним неогарейским магматическим образованиям относятся диориты, гранодиориты, тоналиты и плагиограниты, занимающие обширные площади Мурманского и Кольского доменов в виде интрузий различного размера, а также развиты в виде мигматитов в других областях. Этот же возраст имеют крупные интрузивы габбро и габбро-анортозитов (Цагинский, Ачинский, Пачинский и др.). С ними также связаны щелочные граниты и сиениты Кейв (Баянова, 2004).

К палеопротерозойским интрузиям относятся крупные расслоенные комплексы: Мончеплутон, Федорово-Панский и другие, в том числе большое количество других массивов самого разного состава: Южная Печенга, Главный хребет, Колвицкая структура и другие (Баянова, 2004).

К палеозойской группе интрузивных пород относятся интрузии щелочной с карбонатитами формации (Ковдор, Африканда, Себляяр), крупные массивы нефелиновых сиенитов (Хибинский и Ловозерский) (Баянова, 2004).

Характеристика ВСкБОИП

Для докембрийских обширных изверженных провинций стандартные методы систематики и учета обнаруживают свои слабости в силу того, что многие геолого-геофизические особенности структур и составы горных пород не сохраняются для их полноценной систематизации. Авторами предложены следующие реликтовые индикаторы разного ранга для внутриконтинентальных базитовых ОИП:

– огромный площадной ареал развития ассоциируемых пород с глубинными гравитационными аномалиями, вызванными наличием корово-мантийного слоя в основании коры;

– рифтогенный (анорогенный) структурный ансамбль с проявлением многолучевой разрывной тектоники растяжения, определяемой распределением грабенов и вулканических поясов, протяженных дайковых роев и лучевых поясов интрузивных тел;

– большая длительность, многостадийность и пульсационность тектоники и магматизма, наличие континентальных перерывов и эрозионных явлений с ранними этапами толеит-базальтового (траппового), бонинитоподобного и субщелочного магматизма на континентальной коре и возможными завершающими этапами спредингового магматизма красноморского типа;

– интрузивные силлы, лополиты, пластовые тела, крупные дайки и рои даек; массивы часто расслоенные, по природе отличные от стандартных пород субдукционных и спрединговых структур (Alapieti et al., 1990; Митрофанов, 2005, 2010; Mitrofanov, 2008; Bayanova et al., 2009), с тенденцией тонкой дифференциации («расслоенности»), с ограниченным развитием средних и кислых пород, нередко с лейкогаббровыми и анортозитовыми позднейшими дифференциатами, с обилием пегматоидных базитовых разностей;

– характерная мантийная геохимия пород и руд, изотопные мантийные трассеры Nd^{143}/Nd^{144} , Sr^{87}/Sr^{86} , Os^{187}/Os^{188} , He^3/He^4 ;

– к базитовым внутриконтинентальным ОИП приурочены крупные ортомагматические месторождения Cr, Ni, Cu, Co, ЭПГ(\pm Au), Ti, U.

С учетом соответствия всем вышеперечисленным характеристикам, а также принимая во внимание факт множественности общих черт формирования Мурманского, Кольско-Норвежского, Кейвского, Беломорского и Фенно-Карельского архейских доменов Фенноскандии вместе с канадско-американскими доменами Лаврентии с конца мезоархея и почти до окончания неогархея (2900–2550 млн лет), которые в настоящий момент реконструируются в составе палеосуперконтинента Кенорленд, существовавшего до эпохи 2100 млн лет назад (Лубнина, 2009), оказывается возможным выделение Восточно-Скандинавской палеопротерозойской базитовой обширной изверженной провинции (ВСкБОИП) (рис. 5).

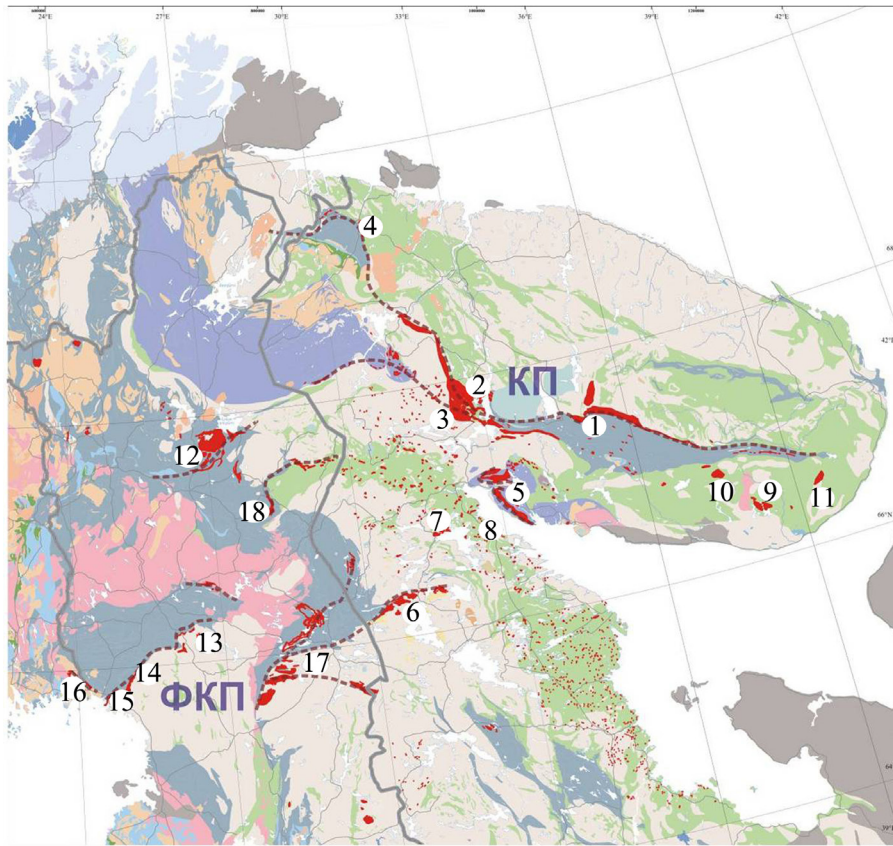


Рис. 5. Схема геологического строения севера Фенноскандинавии с выделением основных палеопротерозойских расслоенных комплексов с платинометалльной минерализацией.

КП – Кольский пояс; ФКП – Фенно-Карельский пояс; цифры – номера главных расслоенных комплексов: 1 – Федорово-Панский; 2 – Мончеплутон; 3 – Мончетундровский, Волчьетундровский массивы, Габбро Главного хребта; 4 – гора Генеральская; 5 – Кандалакшский и Колвицкий массивы; 6 – Луккулайсваара; 7 – Ковдозерский массив; 8 – Толстик; 9 – Ондомозерский; 10 – Песочный; 11 – Пялочный; 12 – Кейвица; 13 – комплекс Порtimo (Контярви, Сиика-Кямя; Ахмаваара); 14 – Пеникат; 15 – Кеми; 16 – Торнио; 17 – комплекс Коиллисмаа; 18 – Аканваара.

Восточно-Скандинавская базитовая обширная изверженная провинция (ВСкБОИП) палеопротерозоя имеет в текущем положении эрозионного среза площадь порядка 1 млн км², в пределах которой представлены рифтогенные осадочно-вулканогенные толщи, дайковые образования и ареалы развития интрузивных пород. Фундамент провинции представлен архейской гранулитовой и гнейсо-магматитовой корой с возрастом образования более 2550 млн лет. Наиболее интересные с потенциальной промышленной точки зрения рудоносные пироксенит-габбронорит-анортозитовые расслоенные интрузивные тела представлены в пределах Кольского и Фенно-Карельского поясов рудоносных массивов (Митрофанов, 2005; Вауанова et al., 2009), а также крупным Бураковским интрузивом, многочисленными небольшими телами друзитов в Лапландско-Колвицком гранулитовом поясе и Беломорско-Терском домене.

На основании геофизических данных можно сделать вывод, что нижнюю часть земной коры восточной части Балтийского щита составляет переходный корово-мантийный слой ($V_p = 7.1 - 7.7$ км/с). Принимая во внимание этот факт, а также состав глубинных ксенолитов из кандалакшских трубок взрыва, которые подняты из этого слоя, соответствуют гранулитам и гранатовым анортозитам с возрастом – 2460 млн лет и характерны для многих тел провинции (данные В.Р. Ветрина, см. Верба и др., 2005), можно сделать вывод о том, что гигантские объемы глубинных магм были проявлены не только в виде вулканитов, даек и интрузивных тел, но и размещались в основании коры посредством механизма обширного андерплейтинга (Митрофанов, 2010). Необходимо также отметить

тот факт, что территория провинции не исчерпывается лишь ее обнаженной частью в пределах щита и продолжается под платформенным чехлом в северной части Русской платформы в виде обширной палеопротерозойской Прибалтийско-Среднерусской широкой дуги «внутриконтинентального орогена» (Минц, 2011).

На Геологической карте Фенноскандинавского щита (Koistinen et al., 2001) хорошо устанавливается анорогенный автономный, независимый от структуры вмещающей архейской гнейсо-мигматитовой рамы рисунок грабенов, дайковых роев и поясов (лучей) интрузивных тел. При этом обращает на себя внимание тот факт, что известные интрузивные массивы, имеющие установленную металлогеническую специфику, составляют вытянутые протяженные лучи (пояса) – в северной части провинции Кольский – северо-западного и Фенно-Карельский – северо-восточного простирания с концентрацией массивов в районе Мончегорского рудного узла (рис. 4, 5) (Bayanova et al., 2009). В процессе ранних исследований было установлено, что эти лучи с достаточной степенью достоверности наследуют расположение архейских зеленокаменных поясов, как наиболее ослабленных зон региона.

В течение раннего палеопротерозоя (2550–1980 млн лет) в развитии ВСкБОИП выделяются несколько этапов, разделенных перерывами в осадконакоплении и проявлении магматических процессов. Главным, с металлогенической точки зрения Pt-Pd руд, был сумийский этап, который тесно связан с интрузивным магматизмом кремнистой высокомагнезиальной, бонинитоподобной и анортозитовой магмы (Митрофанов, 2005; Шарков, 2006). В пределах Кольского пояса эти рудоносные интрузивы представлены Федорово-Панским (2530–2450 млн лет) массивом и рядом других, в пределах Фенно-Карельского пояса также наличествует несколько характерных примеров с возрастом 2450–2400 млн лет (Bayanova et al., 2009). Следующие этапы (сариолий, ятулий и людиковий) были отмечены своими специфическими циклами осадконакопления, вулканизма и интрузивного магматизма, с Cu-Ni металлогенией преимущественно печенгского типа. Эти данные прямо свидетельствуют о том, что металлогеническая специфика ВСкБОИП имеет тесную взаимосвязь с глубинными плюмовыми процессами, что подтверждается данными геохимических исследований.

Для ВСкБОИП была создана геодинамическая модель, основанная на большом количестве эмпирических наблюдений, которая убедительно обосновывает объединение достаточно большого количества различных групп интрузивов в ВСкБОИП на основании реконструкции крупных региональных магмаподводящих каналов. Эти исследования базировались на следующих фактических данных:

1. На всестороннем геологическом изучении массивов и сопряженных с ними поясов вулканитов, роев даек разных стадий развития (последние работы¹ Ф.П. Митрофанова, А.А. Предовского, В.Ф. Смолькина, А.А. Арзамасцева, Ж.А. Федотова, Е.В. Шаркова, Т. Алапиеги, М. Ильина и др.).

2. На структурных исследованиях платиноносных расслоенных массивов.

3. На большом количестве геофизических исследований: сейсмических (ГСЗ, МОВ и др.), магнитометрических, сейсмотомографических (с трехмерным моделированием среды), глубинно электропроводных (с зондированием МГД-источника «Хибины») и прочих (Земная кора..., 1978; Сейсмологическая модель..., 1998; Строение литосферы..., 2005; и др.).

4. На многочисленных данных изотопной геохронологии и петрологии, полученных U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar и He-He методами, опубликованных в многочисленных работах (например, Баянова, 2004).

Все эти данные были систематизированы в процессе численного тектоно-физического моделирования состояния литосферы региона в архее и палеопротерозое (Филатова, 2009 а, б, в; 2012). В результате было установлено, что на фоне состояния общего тектонического сжатия региона в земной коре формируется мозаичная картина распределения полей напряжения. Неравномерность в распределении градиента напряжений приводит к образованию ослабленных зон, которые могут

¹ Последние на момент написания Ф.П. Митрофановым данной работы.

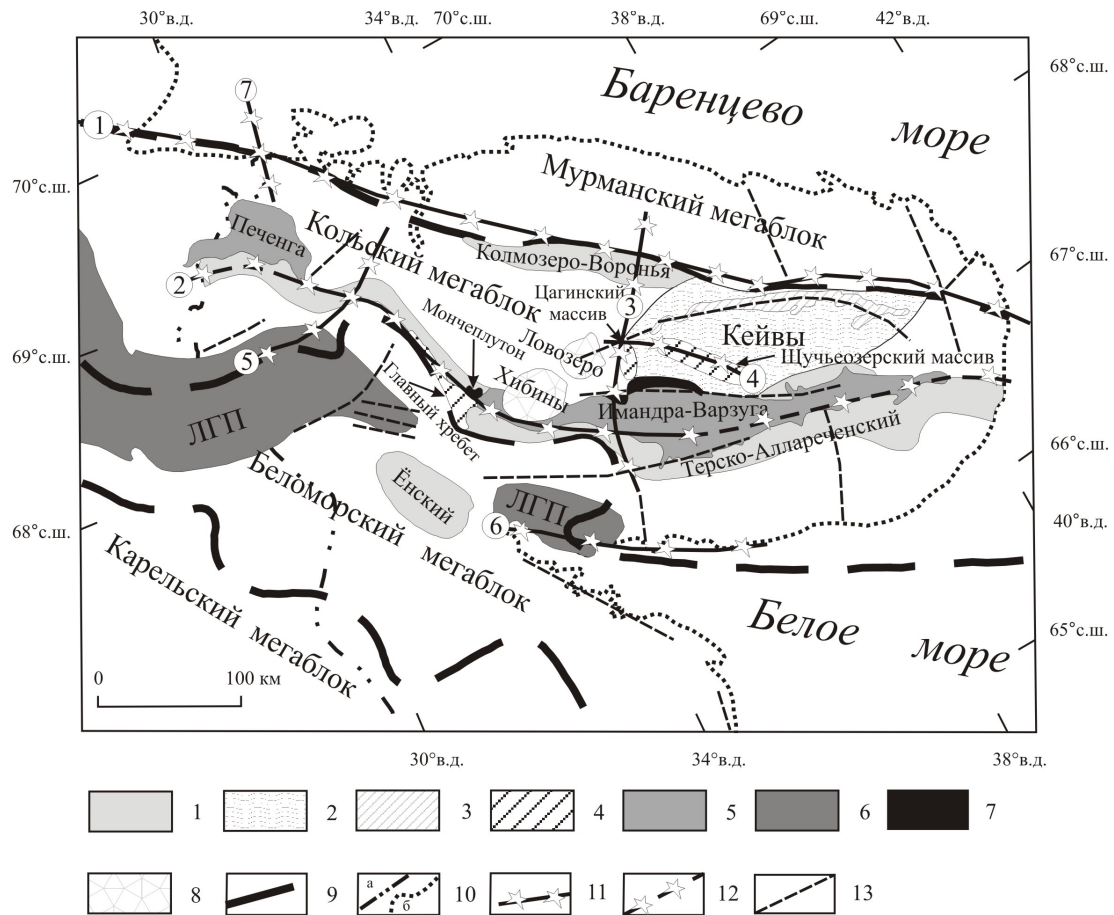


Рис. 6. Распределение областей высоких градиентов напряжений и выделенные по ним главные магмапроводящие структуры региона в архее и палеопротерозое, по (Филатова, 2012).

1 – архейские пояса Колмозеро-Воронья, Терско-Аллареченский, Ёнский; 2 – Кейвская структура; 3 – высокоглиноземистые гнейсы Кейвской серии (песчовотундровская толща); 4 – массивы анортозитов и габбро-анортозитов (архей/ранний протерозой); 5 – Печенга-Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура; 6 – Лапландский гранулитовый пояс; 7 – расслоенные массивы основных и ультраосновных пород (ранний протерозой); 8 – щелочные интрузивы (палеозой); 9 – разломы (зоны разломов) на контакте мегаблоков; 10 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия; 11 – магмапроводящие зоны, установленные по аномальным значениям градиентов напряжений; 12 – магмапроводящие зоны, выделенные в поле градиентов средних значений по отдельным локальным аномалиям и совпадающие с областью развития пород Терско-Аллареченского пояса; 13 – ослабленные зоны в фундаменте, выделенные в поле градиентов напряжений со значениями ниже средних. Цифры в кружочках: (а) архейские магмапроводящие зоны, известные по геологическим данным и подтвержденные результатами тектонофизического моделирования: 1 – пояс Колмозеро-Воронья, 2 – Терско-Аллареченский пояс, 3 – Цагинская, 4 – Щучьезерская; (б) ослабленные зоны в фундаменте, активизировавшиеся в раннем протерозое, 5 – Туломская, 6 – Колвицкая, 7 – Линахамарская.

быть реконструированы как возможные магмаподводящие каналы и структуры (Ребецкий, 2007). На рисунке 6 показаны восстановленные архейские и палеопротерозойские магмапроводящие каналы Кольского полуострова, которые были выделены на основании зон высоких градиентов напряжений (Филатова, 2009 а, б, в; 2012).

Как видно из рисунка 6, крупные интрузивные пояса и отдельные массивы с достаточно большой степенью достоверности совпадают с восстановленными по данным тектоно-физического анализа ослабленными магмаподводящими структурами: зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья (1), Терско-Аллареченский магматический пояс (2), Цагинская (3) и Щучьезерская (4) группы интрузивов. На этом рисунке видно, что к архейскому Терско-Аллареченскому магматическому поя-

су приурочены также крупнейшие палеопротерозойские рудоносные базитовые интрузивы Кольского пояса (Главного хребта, Мончегорска, Имандровский лополит, Федорово-Панский массив), а к сочленению архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и палеопротеройской Лиинахамарской ослабленной зоны – палеопротерозойская вулканоплутоническая рудоносная Печенгская структура. Подобная унаследованность в распределении пород палеопротерозоя и архейских зеленокаменных поясов, в которых важную роль играли коматиитовые породы с высоким содержанием рассеянных платиноидов и никеля, позволяет предполагать ремобилизацию этих металлов с последующим формированием их месторождений.

Подводя итоги небольшому обзору ВСкБОИП, необходимо также обратить внимание на то, что период ее формирования характеризуется огромной длительностью (сотни миллионов лет) и пульсационным характером тектонических, магматических и рудообразующих процессов (Баянова, 2004; Bayanova et al., 2009), что идет вразрез с господствующим представлением классической плюмовой концепции, в рамках которой подразумевается кратковременность подобных глобальных процессов (Bleeker, Ernst, 2006). Несмотря на это, во многих осадочно-вулканогенных толщах эта пульсационность находит свое отражение в частых сменах этапов накопления вулканогенных и осадочных пород этапами глубокого эрозионного размыва; для интрузивных тел это выражается в полифазности их образования с крупными перерывами во многие миллионы лет (Баянова, 2004; Bayanova et al., 2009). Этот аспект развития ВСкБОИП будет более подробно освещен позднее.

Металлогеническая специализация ВСкБОИП

Палеопротерозойская эпоха магматической активности в пределах ВСкБОИП привела к формированию достаточно широкого спектра рудных месторождений: Cu-Ni (\pm PGE), Pt-Pd (+Rh, \pm Cu, Ni, Au), Cr, Ti-V (Mitrofanov, Golubev, 2008; Richardson, Shirey, 2008).

Cu-Ni (\pm PGE) месторождения в пределах рассматриваемой территории представлены мончегорским (2500 млн лет) и печенгским (1980 млн лет) типами интрузивов. В месторождениях мончегорского типа сингенетичные сильно дислоцированные рудные тела с крайне неравномерным распределением оруденения обычно приурочены к базальным частям магматической камеры (Rapunep, Gorbunov, 1985), в то время как массивные переотложенные руды в жильных рудных телах расположены как в нижней части интрузива, так и выходят за его пределы (оффсетные руды). Последний тип оруденения содержит относительно большее количество платины по сравнению с другими PGE. Этот тип месторождений связан с основными и ультраосновными обогащенными магнием породами с возрастом 2500 млн лет и со значениями ϵ_{Nd} в интервале от -1 до -2. В эту группу также попадает базальное оруденение месторождения Федоровотундровского массива, которое более подробно будет рассмотрено ниже. Печенгский тип месторождений, в свою очередь, тесно ассоциирует с породами габбро-верлитового состава более молодого (1980 млн лет) возраста и имеющими значение ϵ_{Nd} от +1 до +3 (Mitrofanov, Golubev, 2008).

Pt-Pd (+Rh, \pm Cu, Ni, Au) месторождения рифового типа представлены структурами Вуручуайвенч (в пределах Мончегорской интрузии) и Западно-Панским блоком Федорово-Панского массива и в основном ассоциируют с пегматоидными лейкогаббро и анортозитовыми породами, которые были обогащены на последних стадиях своего становления посредством разогретых флюидных потоков, что привело к образованию рудной минерализации с существенным преобладанием палладия над платиной. При этом обращает на себя внимание тот факт, что составы внедряющихся магм на ранних и поздних этапах становления были относительно близки, на что указывает сходство геохимических данных по Nd, что может свидетельствовать о существовании единого долгоживущего магматического очага.

Повышенные содержания хрома (более 0.1 %) являются достаточно типичной геохимической особенностью для интрузивов основного и ультраосновного состава ВСкБОИП (Alapieti, 1982; Alapieti et al., 1990). Наличие хромитовой минерализации установлено в базальных сериях Мончеплутона, Федорово-Панского массива, Имандровского лополита, финских массивов Пеникат и Наркаус и в других массивах. В свою очередь, Pt-Ti-V минерализация тяготеет к наиболее лейкократовым

частям расслоенных серий интрузии Муставаара (Финляндия), а также к лейкогаббро-анортозитовым и габбро-диоритовым породам Имандровского лополита и комплекса Койлисмаа (Финляндия).

Необходимо отметить, что Pt-Pd (+Ni, Cu) металлогеническая специализация ВСкБОИП четко коррелирует с предположением о том, что наиболее благоприятные условия для формирования и, что не менее важно, сохранности таких месторождений тесно связаны с двумя необходимыми факторами: наличие особенно высоких температур в мантии, приводящих к выплавлению высокомагнезиальных магм, и большая мощность и плавучесть субконтинентальной (SCLM) литосферной мантии (Arndt, Christensen, 1992). Соответствие обоим условиям характерно для очень небольшой группы палеотектонических обстановок, к ним относятся позднемезоархейские и неархейские коматиитовые провинции и провинции основных ультраосновных пород суперконтинентов – континентальных литосферных плит со зрелой земной корой докембрия и реже фанерозоя. Как видно на рисунке 7, основные ресурсы Pt-Pd руд в расслоенных интрузивах находятся в месторождениях, попадающих в интервал возрастов 2700–2500 и 2000–1900 млн лет (рис. 7 г), а Ni руд – в мезоархейских и неархейских коматиитах, в мезопротерозойских и в позднепалеозойских месторождениях (рис. 7 в). Возрастная приуроченность этих эпох прямо коррелирует со временем образования наиболее мощных (250–150 км) континентальных литосферных плит, отвечающих суперконтинентам (рис. 7 а), что, по-видимому, является следствием завершения процессов коллизии и последующих плюмовых событий (рис. 7 б). Согласно новым данным, Pt-Pd и Cu-Ni специализация месторождений оказывается прямо приуроченной к их относительному расположению в пределах литосферной плиты: первая группа малосульфидных месторождений тяготеет к центральным внутриплитным областям, в то время как вторая сульфидная – к активным окраинам континентальных плит (примеры Печенги и Норильска, а также Джинчуан в Китае), где, вероятно, в субдукционных условиях имело место значительное обогащение мантийного вещества коровым (в первую очередь, коровой серой) (Schissel et al., 2002; Митрофанов, 2010).

Во многих работах по глобальной геодинамике и Pt-Pd металлогении подчеркивается очень большое значение переходного этапа развития суперконтинента Кенорленд 2700–2200 млн лет назад, когда современная тектоника литосферных плит пришла на смену преимущественно плюмовой тектонике (Митрофанов, 2005; Bayanova et al., 2009; Богатиков и др., 2009, 2010). Некоторыми исследователями (Groves et al., 2005) предлагается модель смены слабой невыраженной субдукции молодой горячей океанической литосферы на более глубинную субдукцию холодной древней океанической литосферы, обогащенной крупными коровыми слэбами. Помимо этого высокий потенциал сохранности месторождений обеспечивается их приуроченностью к изометричным, легким, мощным и плавучим континентальным плитам архея. Также существует предположение, что обогащенность платиноидами и никелем раннедокембрийских мантийных магматических расплавов связана с метеоритной бомбардировкой Земли, одним из установленных примеров которой является месторождение Садбери (Mungall et al., 2004; Hagstrum, 2005).

Таким образом, необходимо отметить, что по современным представлениям гетерогенность хронологического распределения месторождений многих металлов определяется особенностями их рудообразующих и сохраняющих процессов по мере эволюции Земли. Магматические Pt-Pd и сульфидные Ni-Cu месторождения имеют прямую директивную связь с высокотемпературными условиями и фертильным составом их мантийных источников, в то время как их сохранность была обеспечена большой мощностью и плавучестью ранней континентальной литосферы (Митрофанов, 2010).

Рассматривая металлогеническую специализацию и процесс становления ВСкБОИП, нельзя обойти вниманием вопрос о хронологических интервалах развития магматических интрузивных тел и связанной с ними минерализацией, потому что в настоящее время он является достаточно спорным и дискуссионным.

Ранее считалось, что плюмовые процессы и связанные с ними модели образования крупных магматических тел и рудогенез континентального типа отличаются относительно кратковременной продолжительностью (Ernst et al., 2010). Однако современные работы (Баянова, 2004; Грошев и др.,

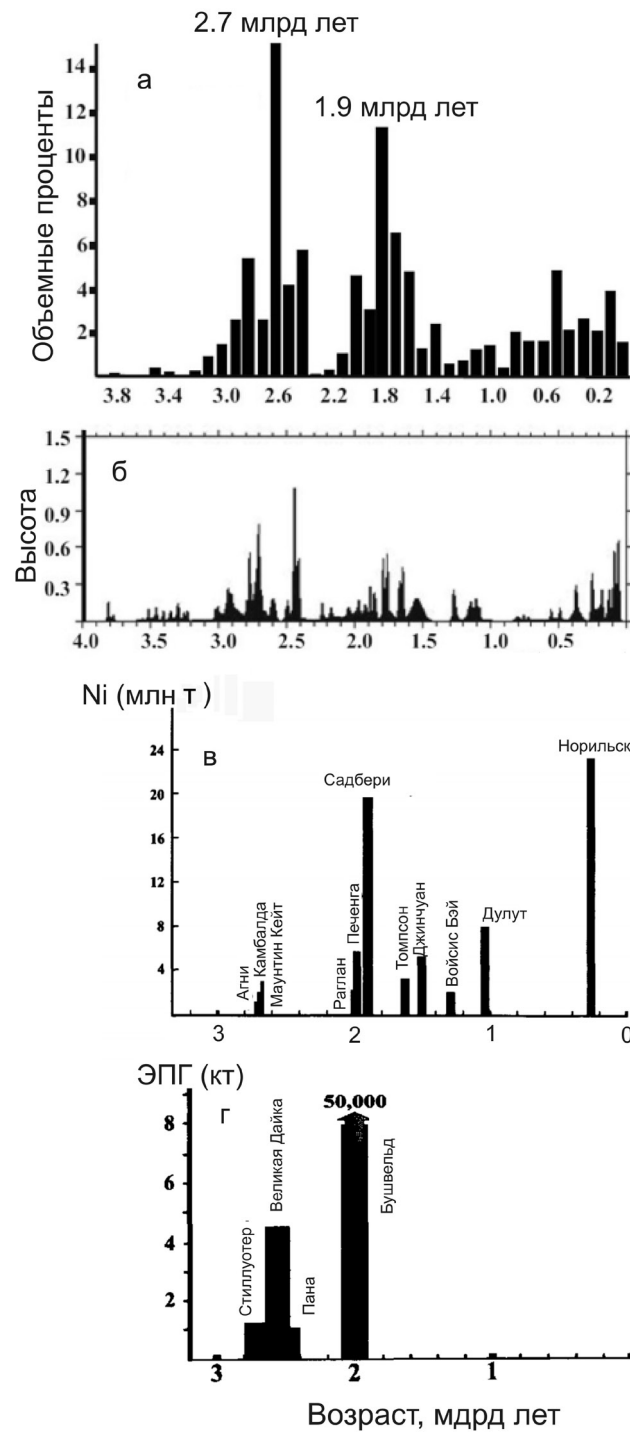


Рис. 7. Периодичность развития земной коры и формирование главных Ni-Cu сульфидных и ЭПГ месторождений, по (Groves et al., 2005).

а – частотное распределение ювенильной континентальной коры, базирующееся на общем объеме континентальной коры, равном $7.177 \times 10^9 \text{ км}^3$. Возрасты ювенильной коры – это U/Pb возрасты по циркону, используемые в сочетании с данными изотопов Nd и литологическими ассоциациями. Ось Y показывает объемный рост в процентах (Condie (1998, 2000; Groves et al., 2005); б – общее распределение во времени мантийных плюмовых событий, вычисленное на основе анализа серий отдельных плюмовых событий (прокси-плюмов). Высота пика зависит от количества прокси плюмов и ошибки возраста, последняя установлена в 5 млн лет (Abbott, Isley, 2002; Groves et al., 2005); в – распределение крупных месторождений сульфидов никеля и меди во времени (Naldrett, 1999, 2002; Groves et al., 2005); г – распределение месторождений ЭПГ в расслоенных интрузиях во времени (Stribny et al., 2000; Levine, Wilburn, 2002; Groves et al., 2005).

2009; Bayanova et al., 2009) доказывают, что Кольская система Восточно-Скандинавской базитовой обширной изверженной провинции состоит из пульсационно формирующихся разных вулканических серий сумия, сариолия, ятулия и людиковия палеопротерозоя. Эти породы оказываются разделенными терригенными толщами, комагматических с соответствующими вулканитами интрузивных и дайковых пород Печенга-Имандра-Варзугской рифтовой структуры, сопряженной с обдукционным Лапландско-Колвицким гранулитовым поясом (Митрофанов, 2005, 2010). На основании изотопных данных более чем сотни U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr анализов доказывается, что время их образования укладывается в возрастной интервал 2540–1980 млн лет. Подобная оценка такого чрезвычайно длительного (более 500 млн лет) существования плюма хорошо соотносится с данными о крупном едином суперплюме, существовавшем в период 2505–2110 млн лет тому назад под палеопротерозойским суперконтинентом «Лаврентия-Балтика» с разновозрастными событиями и лучевыми центрами магматизма в эпохи 2505, 2450, 2200 и 2100 млн лет (рис. 8) (Ernst, Bleeker, 2010).

Интрузивные тела Фенно-Карельского пояса (Пеникат, Бураковка и др.) имеют возрастные датировки (Pijna, Hanski, 2005), отражающие их чуть более молодой возраст, чем у кольских интрузивов: их формирование началось 2460 млн лет тому назад, а кольских – 2530 млн лет тому назад. На основании этих данных можно говорить о двух разновозрастных лучах – поясах рудоносных базитовых интрузивах с Pt-Pd промышленной минерализации и в меньшей степени – с Cu-Ni. В.Ф. Смолькин и др. (2009) предлагают выделение обширного поля Pt-Pd рудонос-

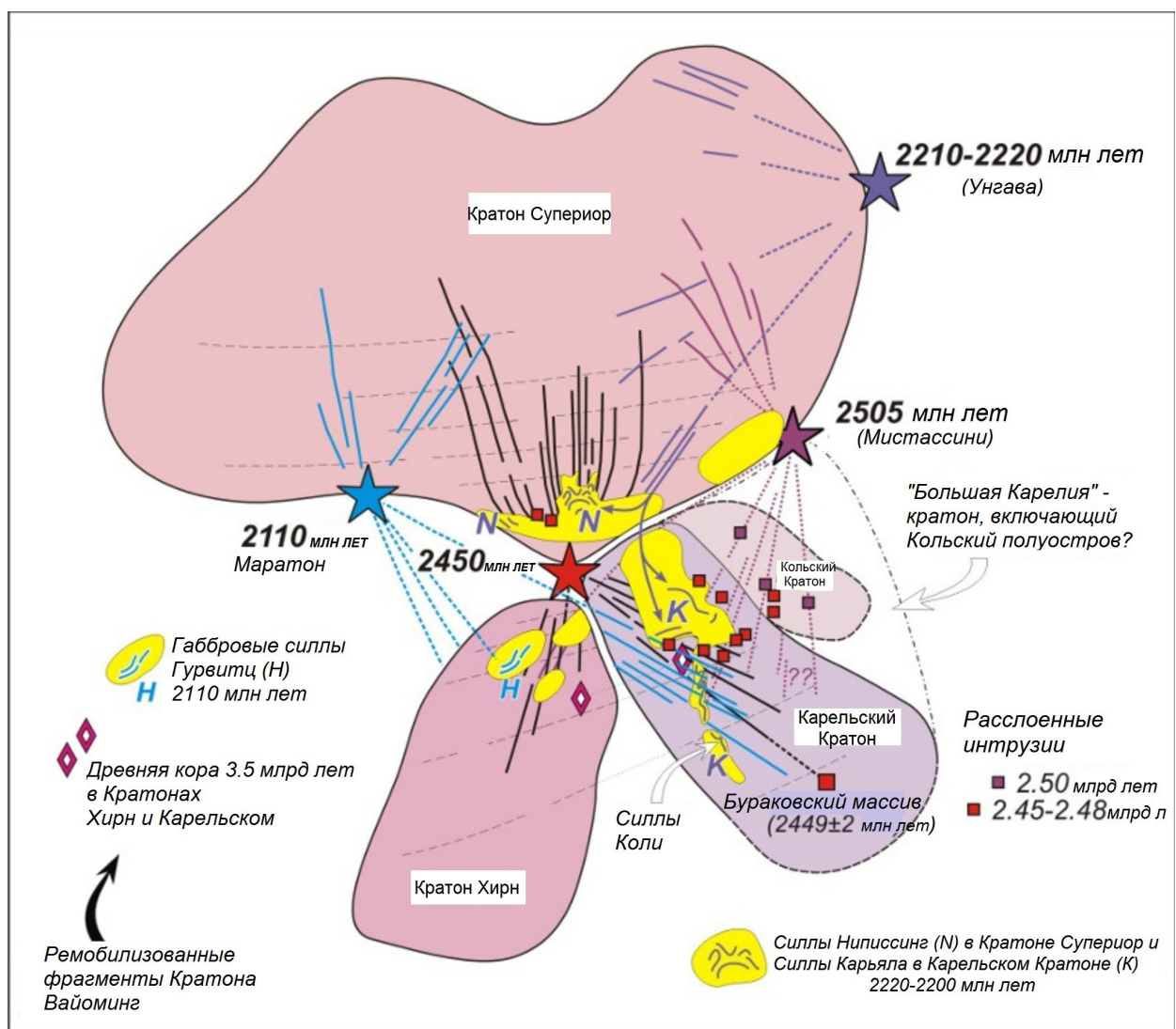


Рис. 8. Схема основных проявлений суперплюма в интервале 2505–2110 млн лет в пределах суперконтинента «Лаврентия-Балтика» (Ernst, Bleeker, 2010).

ной провинции на северо-востоке Балтийского щита, и это представляется правильным, так как на всей этой огромной территории известны сотни базит-ультрабазитовых массивов возраста 2500–2450 млн лет, сложенность многих из которых включает анортозиты, в том числе и друзиты-I Беломорского домена (Богатилов и др., 2010).

Как следует из многочисленных изотопных данных (Баянова, 2004; Ниткина, 2006; Грошев и др., 2009; и др.), для крупного промышленного Pt-Pd-рудоносного Федорово-Панского массива Кольского пояса установлена многофазность и длительность формирования (главные габброноритовые фазы – 2526 ± 6 – 2507 ± 11 и 2493 ± 8 – 2485 ± 9 млн лет, дополнительные анортозитовые фазы – 2470 ± 9 и 2447 ± 12 млн лет). Более подробно эти данные будут рассмотрены в главе VIII. Такие же магматические импульсы определены во многих других рудоносных и перспективных массивах Кольского региона – Мончегорском и Мончетундровском, Генеральском, Имандровском и др.

Таким образом, для Восточно-Скандинавской базитовой обширной изверженной провинции геологическими и разнообразными изотопными методами доказано длительное (десятки миллионов лет) время функционирования и пульсационность развития плюмовой рудномагматической системы. При этом процессы промышленной концентрации ЭПГ в малосульфидных «рифовых» залежах базитовых интрузивов связаны не только с внутрикамерной магмофлюидной дифференциацией, но и с разнообразными глубинными процессами в нижнемантийных геосферах (Митрофанов и др., 2013).

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука, 2004. 174 с.
2. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.
3. Богатилов О.А., Шарков Е.В., Богина М.М. и др. Внутриплитный (внутриконтинентальный) и посторогенный магматизм Восточно-Европейской платформы как отражение эволюции континентальной литосферы // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 228–248.
4. Верба М.Л., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Эволюция земной коры и минерагенический потенциал Баренц региона // Строение литосферы российской части Баренц региона. Петрозаводск, 2005. С. 256–311.
5. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометаллических базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669–673.
6. Земная кора восточной части Балтийского щита / ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 231 с.
7. Лубнина Н.Б. Восточно-Европейский кратон от неогархея до палеозоя по палеомагнитным данным: автореф. дис. ... д.г.-м.н. 2009. 41 с.
8. Любцов В.В., Михайлова Б.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФАН СССР, 1989. 129 с.
9. Минц М.В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.
10. Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытия и перспективы // Материалы конф. «Научное наследие акад. В.Н. Смирнова». М., 2005. С. 39–53.
11. Митрофанов Ф.П. Металлогения Кольско-Карельского региона Балтийского щита // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. М., 2010. 257 с.
12. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л., Сорохтин Н.О., Пожиленко В.И. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизия: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 3. № 21. С. 5–18.
13. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 357–373.
14. Ниткина Е.А. Геология и геохронологические критерии выделения рудных и безрудных породных ассоциаций западной части платиноносного Федорово-Панского массива. Автореф. дис. ... к.г.-м.н., 2006. 20 с.
15. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002. 359 с.

16. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, отвечающее формированию крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // ДАН. 2007. Т. 416. С. 680–685.
17. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. Ч. I. 237 с.; Ч. II. 205 с.
18. Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р. Геолого-геохимическая модель формирования палеопротерозойских рудно-магматических систем Балтийского щита // Отечественная геология. Вып. 3. 2009. С. 54–62.
19. Строение литосферы российской части Баренц-региона / под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 256 с.
20. Филатова В.Т. Влияние напряженно-деформированного состояния среды на формирование ослабленных зон в архейском фундаменте северо-восточной части Балтийского щита // Геофизический журнал НАН Украины. 2009 а. Т. 31. № 3. С. 41–52.
21. Филатова В.Т. Оценка напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточной части Балтийского щита в раннем докембрии // ДАН. Т. 424. № 2. 2009 б. С. 249–253.
22. Филатова В.Т. Роль напряженно-деформированного состояния коры при локализации тектономагматических процессов северо-восточной части Балтийского щита // Разведка и охрана недр. 2009 в. № 2. С. 24–29.
23. Филатова В.Т. Тектонофизические условия формирования мобильно-проницаемых зон в архейском фундаменте северо-восточной части Балтийского щита // Вестник Кольского научного центра РАН, № 1 (8). 2012. С. 148–157.
24. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир. 2006. 364 с.
25. Abbott D.H., Isley A.E. The intensity, occurrence and duration of superplume events and eras over geological time // Journal of Geodynamics. 2002. V. 34. P. 265–307.
26. Alapieti T.T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland: its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Geological Survey of Finland. Bulletin. 1982. V. 319. 116 p.
27. Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F., Voitsekhovskiy S.N. Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Mineralogy and Petrology. 1990. V. 42 (1). P. 1–22.
28. Arndt N.T., Christensen U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97. P. 10967–10981.
29. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and Duration of Paleoproterozoic Events Producing Ore-Bearing Layered Intrusions of the Baltic Shield: Metallogenic, Petrological and Geodynamic Implications // Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D., Collins A.S. (eds). Paleoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society Special Publications. London. 2009. V. 323. P. 165–198.
30. Bleeker W., Ernst R. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga // Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution. Edited by E. Hanski, S. Mertanen, T. Rämö, J. Vuollo, A.A. Balkema Publishers. Rotterdam. 2006. 287 p.
31. Campbell I.H. Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis // Elements. 2005. V. 1 (5). P. 265–269.
32. Campbell I.H. Testing the plume theory // Chemical Geology. 2007. V. 241. Issues 3–4. P. 153–176.
33. Coffin M.F., Eldholm O. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. // Reviews of Geophysics. 1994. V. 32. 1. P. 1–36.
34. Coffin M.F., Eldholm O. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. Geological Society. London. Special Publications. 1992. V. 68. P. 17–30.
35. Coffin M.F., Eldholm O. Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces // Geology. 1993 а. V. 21. P. 515–518.
36. Coffin M.F., Eldholm O. Large igneous provinces // Scientific American. 1993 b. V. 269. P. 42–49.
37. Coffin M.F., Eldholm O. Large igneous provinces: progenitors of some ophiolites // Ernst R.E. & Buchan K.L. (eds). Mantle plumes: their identification through time. Geological Society of America Special Paper. 2001. P. 59–70.
38. Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 163. P. 97–108.
39. Condie K.C. Episodic continental growth models: after thoughts and extensions // Tectonophysics. 2000. V. 322. P. 153–162.
40. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press: Cambridge. UK. 2014. 653 p.
41. Ernst R.E., Bleeker. W. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present // Canadian Journal of Earth Sciences. 2010. V. 47 (5). P. 695–739.

42. Groves D.I., Vielreicher R. M., Goldfarb R. J., Condie K. C. Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time. Geological Society, London, Special Publications. 2005. V. 248 (1). P. 71–101.
43. Hagstrum J.T. Antipodal hotspots and bipolar catastrophes: Were oceanic large-body impacts the cause? // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 13–27.
44. Iljina M., Hanski E. Layered mafic intrusions of the Tornio-Narankavaara belt // Precambrian Geology of Finland – key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier. Amsterdam. 2005. P. 101–138.
45. Kerr A.C., Mahoney J.J. Oceanic plateaus: problematic plumes, potential paradigms // Chemical Geology. 2007. V. 241 (3). P. 332–353.
46. Koistinen T., Stephens M.B., Bogatchev V., Nordgulen Ø., Wennerström M., Korhonen J. (Comps.). 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield 1:2 000 000. Espoo:Trondheim:Uppsala:Moscow.
47. Levine R., Wilburn D. Russian PGM – Resources for 100+ years. United States Geological Survey, Open-File Report 03-059. 2003. 19 p.
48. Mitrofanov F.P., Golubev A. Russian Fennoscandia metallogeny // Abstract to 33 IGC. Oslo. Norway. 2008
49. Morgan W. Convection Plumes in the Lower Mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42–43.
50. Mungall J.E., Ames D.E., Hanley J.J. Geochemical evidence from the Sudbury structure for crustal redistribution by large bolide impacts // Nature. 2004. V. 429 (6991). P. 546–548.
51. Naldrett A.J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. P. 227–240.
52. Naldrett A.J. Requirements for forming giant Ni-Cu sulphide deposits / Cooke D.R., Pongratz J. (eds). Giant Ore Deposits: Characteristics, Genesis and Exploration, University of Tasmania. Hobart. CODES Special Publication, 4. 2002. P. 195–204.
53. Papunen H., Gorbunov G.I. Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides: Geological Survey of Finland. Bulletin. 1985. V. 333. P. 394.
54. Richards M.A., Duncan R.A., Courtillot V.E. Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails // Science. 1989. V. 246. P. 103–107.
55. Richardson S.H., Shirey S.B. Continental mantle signature of Bushveld magmas and coeval diamonds // Nature. 2008. V. 453 (7197). P. 910–913.
56. Schissel D., Mitrofanov F., Korchagin A. Basal Platinumium-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic Geology. 2002. No. 97 (8). P. 1657–1677.
57. Sheth H.C. Large Igneous Provinces (LIPs): Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification // Earth-Science Reviews. 2007. V. 85 (3–4). P. 117–124.
58. Stribny B., Wellmer E-W., Burgath K.-E, Oberthuer T., Tarkian M., Pfeiffer T. Unconventional PGE occurrences and PGE mineralization in the Great Dyke: metallogenic and economic aspects // Mineralium Deposita. 2000. V. 25. P. 260–281.
59. Wilson J.T. A possible origin of the Hawaiian Islands // Canadian Journal of Physics. 1963. V. 41. P. 863–870.

ГЛАВА III

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ Pt-Pd МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПЛЮМОВОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОЧНО-СКАНДИНАВСКОЙ БАЗИТОВОЙ ОБШИРНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ

Уникальные месторождения платинометалльных руд малосульфидного типа в Федорово-Панском массиве разведаны и поставлены на баланс в ГКЗ России в последние пять лет (данные на начало 2000-х гг). Большеобъемное месторождение платинометалльных руд Федоровотундровское с низкими содержаниями Pt, Pd относится к оруденению приподошвенного типа, подобного оруденению платрифа ЮАР. Платинометалльные месторождения рифового типа, такие как риф Меренского (ЮАР) или JM-риф Стиллиутера (США) имеют большое промышленное значение. К ним относятся месторождения Киевей и Восточное Чуарвы в Панском массиве, который является составной частью крупного Федорово-Панского интрузивного комплекса, относящегося к формации расслоенных базит-гипербазитов раннепротерозойского возраста, расположенного в центральной части Кольского полуострова. Интрузивный комплекс имеет плитообразную форму, вытянут в северо-западном направлении на расстояние более 90 км. Он находится в северном обрамлении Имандра-Варзугской палеорифтогенной структуры между гранито-гнейсами и щелочными гранитами архейского фундамента и перекрывающимися его вулканогенно-осадочными породами протерозоя. Массив Панских тундр разделен на две камеры, которые имеют разное строение (рис. 1):

1. Западно-Панский массив, отделенный от Федоровотундровского массива мощной зоной Цагинского разлома, сложен главным образом габброноритами, среди которых выделяются два расслоенных горизонта и горизонт оливинсодержащих пород. В Нижнем расслоенном горизонте Геологическим институтом КНЦ РАН выявлен Северный платиноносный риф, часть которого получила название месторождения Киевей, разведана ОАО «Пана» и ООО «Малая Пана». Запасы руды и металлов месторождения Киевей защищены и поставлены на баланс в ГКЗ в 2008 г.;

Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Федорово-Панского интрузива.

2. Восточно-Панский массив имеет неоднородное строение по латерали, характерной особенностью которого является значительное преобладание в разрезе габбро и широкое распространение пижонитовых габброноритов и пегматоидных разновидностей пород. На участке Чуарвы выше 250–300 м по разрезу от подошвы массива работами ОАО «Пана» и ООО «Кольская горно-геологическая компания» найдено и оценено месторождение платиновых металлов Восточное Чуарвы, запасы которого ООО «КГГК» защитило и поставило на баланс в ГКЗ в 2006 г.

Западно-Панский массив

Месторождение Киевей находится в средней части Западно-Панского массива, который является наиболее мощной (почти 4 км) частью комплекса. Протяженность его составляет около 35 км. Это пластообразное тело с выдержанным простираем отдельных слоев, падающих в ЮЗ направлении. Северный контакт Западно-Панского массива (камеры) погружается под углами 40–50° в южном направлении, а залегание расслоенности пород изменяется в северной и центральной частях интрузива от 30–40°, а в южной его части до 25–30°. На флангах залегание пород более крутое – до 50°.

Характерной чертой Западно-Панского массива является присутствие здесь двух расслоенных горизонтов – нижнего (НРГ) и верхнего (ВРГ) и горизонта расслоенных оливинсодержащих пород (ОГ). Их значимость определяется тем, что они, во-первых, являются надежными маркирующими элементами мощной толщи основных пород и, во-вторых, именно к ним приурочена представляющая наибольший интерес сульфидная медно-никелевая минерализация и связанное с ней платинометалльное оруденение. С НРГ связан Северный платиноносный риф, общая протяженность которого более 25 км. В пределах ВРГ находится Южный платиноносный риф. В ОГ выявлены промышленные содержания платиновых металлов, но перспективы его пока неясны.

Обобщенный геологический разрез Западно-Панского массива, изученный по признаку присутствия тех или иных минералов в качестве кумулюсной фазы, представлен следующими зонами и сериями пород снизу вверх (Митрофанов и др., 1999).

Нижняя краевая зона мощностью до 70 м сложена преимущественно метаморфизованными габброидами, представленными хлорит-амфиболовыми, тальк-хлорит-амфиболовыми и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. Иногда в этих породах сохраняются реликты магматических структур.

Норитовая зона. Серия бронзитовых (bCr), плагиоклаз-бронзитовых (brC) кумулятов – имеет мощность до 50 м. В ее составе преобладают нориты, реже встречаются плагиопироксениты. Структура пород пойкилоофитовая, обусловленная идиоморфными выделениями кумулюсного бронзита в интеркумулюсном плагиоклазе.

Габброноритовая зона, в пределах которой находится площадь месторождения, имеет мощность около 2500 м, разделена на две подзоны – нижнюю (ГНЗ₁) и верхнюю (ГНЗ₂). К нижней подзоне (ГНЗ₁) отнесена мощная (до 800 м) монотонная толща, подстилающая НРГ. Она сложена мелкозернистыми мезократовыми габброноритами (рbaC) с подчиненными прослоями пойкилитовых габброноритов (paCb); толща включает редкие линзы мезократовых и лейкократовых среднезернистых габбро. Текстура пород массивная, реже – трахитоидная. В средней части серии выделяются равномернозернистые габбронориты (рbaC) с офитовой структурой, сложенные плагиоклазом (50–55 об. %), ортопироксеном (20–30 об. %), авгитом (15–20 об. %). Наблюдается небольшое преобладание ортопироксена над клинопироксеном ($b \geq a$).

Верхняя подзона габброноритовой зоны (ГНЗ₂), перекрывающая НРГ, сложена преимущественно мелко-среднезернистыми мезократовыми габброноритами (pbCa, paCb и rabC). Она имеет мощность до 1300 м. Породы массивные или трахитоидные. Габбронориты сложены плагиоклазом (50–60 об. %), авгитом (20–35 об. %), ортопироксеном (20–30 об. %). Наблюдается в среднем небольшое преобладание авгита над ортопироксеном ($a > b$). Кварц содержится в количестве до 10 об. % и приурочен к межзерновым пространствам. Структура пород панидиоморфнозернистая, габбровая, габброофитовая. В ГНЗ₂ присутствуют отдельные небольшие линзы норитов, непротяженные линзы лейкократовых габброидов, участки тонкого переслаивания габброноритов и лейко-

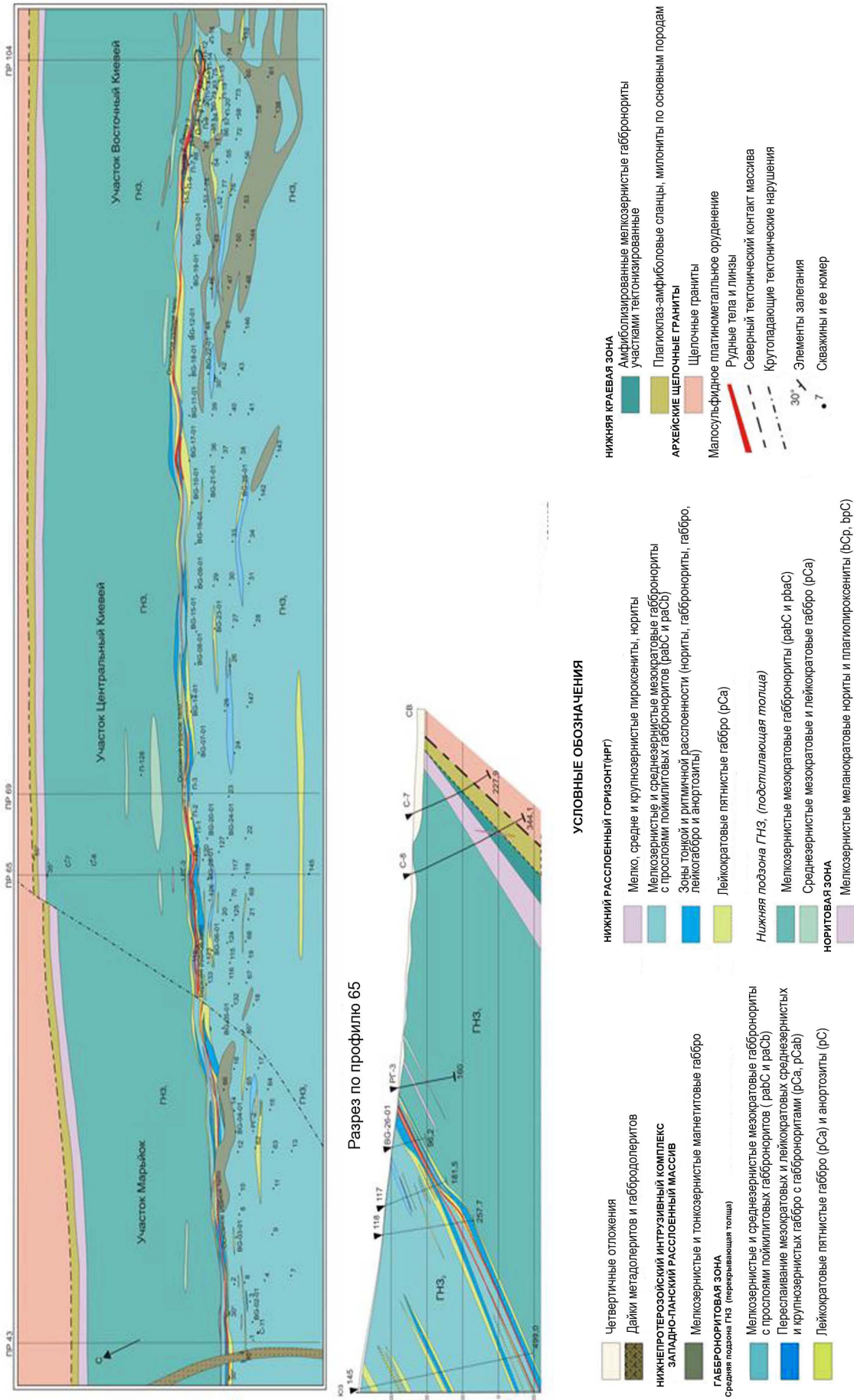


Рис. 2. Геологическая карта и разрез месторождения Кивей.

габбро (рис. 2). Серия линз лейкократовых пород протягивается вдоль всей площади месторождения приблизительно на 50 м выше кровли НРГ. Породообразующие минералы ГНЗ₂ по своим параметрам сходны с таковыми габброноритов, подстилающих НРГ. Отличительной особенностью является наличие слоев трахитоидных габброноритов, плагиоклаз в их составе имеет лейстовидный габитус кристаллов.

Нижний расслоенный горизонт, залегающий примерно в 600–800 м выше подошвы массива, образован тонким чередованием контрастных по составу пород. Он фиксируется появлением в разрезе массива выдержанных маломощных слоев норитов, пироксенитов, лейкократовых пятнистых габбро и анортозитов среди часто чередующихся разнозернистых габброноритов и габбро. Эти породы и их разновидности образуют слои, ленты, вытянутые линзы мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Лейкократовые пятнистые габбро образуют местами раздувы неправильной формы мощностью до 15–25 м. Породы имеют субширотное простирание, падение в южном направлении под углом 30°.

Одной из особенностей геологического строения массива является появление на уровне НРГ и выше по разрезу массива в ГНЗ₂ различных по размеру и форме тел тонкозернистых магнетитовых и магнетитосодержащих габбро мощностью от 1–2 до 200 м. Эти тела занимают согласное, субсогласное и явно секущее положение относительно общего простирания пород.

Верхний расслоенный горизонт выделен по появлению плагиоклазовых кумулатов (рС) в разрезе массива. Мощность горизонта – 400–500 м в западной части массива, 100–130 м – в восточной. Он представляет собой чередование разнозернистых габброноритов (рbCa, рbаС) с протяженными телами норитов (bСр) и анортозитов (рС). Характерной особенностью является наличие протяженных тел анортозитов, которые прослеживаются по простиранию на расстояние до 2 км. Наиболее крупное из них, залегающее в средней части расслоенного горизонта, имеет мощность до 30 м.

Расслоенный горизонт оливинсодержащих пород (ОГ) непосредственно перекрывает ВРГ. Мощность его увеличивается от флангов массива со 100 до 350 м в центральной его части. В строении ОГ принимают участие в порядке распространенности: оливиновые и оливинсодержащие габбронориты (рoСab), габбронориты (рbCa, раСb, раbС), троктолиты (рСо, оСр, роС), анортозиты (рС), оливиновые нориты (орbС), оливиновое габбро (орСа). В приподошвенной части ОГ выделяются оливиновые габбронориты или зона тонкого переслаивания оливиновых габброноритов, анортозитов и троктолитов. Выше по разрезу залегают оливиновые и оливинсодержащие габбронориты и габбронориты без оливина, которые сменяются тонким переслаиванием оливиновых габброноритов, анортозитов и троктолитов. Завершается разрез мощным (до 50 м) слоем троктолитов.

Верхняя толща габброноритов слабо обнажена и изучена. Она залегают на ОГ, распространяется вдоль южной границы массива и перекрыта протерозойскими вулканогенно-осадочными породами Имандра-Варзуги. В редких обнажениях представлена мелкозернистыми мезократовыми габброноритами, часто с трахитоидной текстурой.

Наиболее молодыми геологическими образованиями в районе месторождения являются секущие дайки метагаббродолеритов. Наиболее крупная из них – субмеридиональная Марьйокская дайка мощностью 50 м – пересекает НРГ. Она имеет вертикальное падение. Характерно, что дайка не оказала практически никакого контактового воздействия на вмещающие габбронориты и породы расслоенного горизонта.

Строение месторождения Киевей

Месторождение Киевей включает в себя часть Северного рифа протяженностью 6.0 км от участка Марьйок до участка Восточный Киевей. Геологической границей на северо-западе является Марьйокская дайка, пересекающая Северный риф, на юго-востоке – область широкого развития тел магнетитовых габбро (см. рис. 2).

Разведочными работами I очереди глубина изучения оруденения определена в 250–300 м от поверхности до горизонта + 50 м. Для изучения платинометалльного оруденения и факторов, контролирующих его, на месторождении пробурено 154 скважины, закартированы все коренные

обнажения и опробованы выходы малосульфидных руд на поверхность (Корчагин и др., 1994), заложен опытный карьер для прослеживания оруденения по простиранию и отбора технологических проб.

Главная геологическая структура месторождения – Нижний расслоенный горизонт (НРГ), который протягивается через всю площадь с СЗ на ЮВ без перерывов и существенных изменений простирания и является единым геологическим телом. На всем протяжении НРГ имеет сходное строение и представляет собой пласт, сложенный разнообразными по составу породами. Мощность НРГ на площади месторождения изменяется от 10 до 80 м, составляя в среднем 46 м. Угол падения пород НРГ ~ 30°.

НРГ заключен между двумя мощными габброноритовыми толщами. В обеих толщах наблюдается слабая дифференциация. В пределах НРГ процесс дифференциации протекал исключительно активно и привел к появлению контрастной расслоенности. В скважинах фиксируется от одного до трех-четырех достаточно мощных слоев меланократовых кумулатов (норитов, плагиопироксенитов), часть из которых содержит зерна оливина (в 16 скв. из 154). Они преимущественно залегают в нижней и средней частях разреза НРГ. В семи скважинах встречены маломощные – от 0.15 до 0.60 м прослой гарцбургитов (обС, оСb), содержащие платинометалльное оруденение. Кроме того, оливин встречен и в меланократовых габброноритах (в 19 скв.) и лейкократовых габбро (в 8 скв.). Наиболее мощные слои лейкократовых кумулатов сконцентрированы в верхних частях разреза НРГ. Зоны тонкой расслоенности широко развиты как в верхних, так и в нижних частях разреза НРГ.

В подошве НРГ часто залегают протяженные, выдержанные (до 1.5 км) пластообразные тела и линзы мелкозернистых плагиопироксенитов или норитов (bCp) мощностью от нескольких десятков сантиметров до 5–10 м. Нижняя граница тел резкая, верхняя – постепенная. Плагиопироксениты часто содержат небольшие выделения интеркумулусного оливина. Подошвенный плагиопироксенит наблюдался в большинстве скважин и используется как маркирующий горизонт, ниже которого платинометалльная минерализация отсутствует. Нередко плагиопироксенит подстилается слоем лейкократовых пятнистых габбро, и подошва этого слоя может быть принята как нижняя граница НРГ. В ряде случаев подошва НРГ выражена как частое переслаивание габброноритов и лейко- мезократовых габбро.

Важнейшей особенностью строения НРГ является то, что в нем могут быть выделены ритмы (или циклы) – повторяющиеся части вертикального разреза с похожим строением. Большинство циклов в подошве содержат слой норита или плагиопироксенита, иногда с оливином, редко – гарцбургита с резким нижним контактом. Верхние части цикла включают различные по мощности слои разнообразных кумулатов, границы между которыми обычно нерезкие; наиболее лейкократовые разновидности слагают верхние части цикла. Строение циклов часто осложнено присутствием серий микроритмов, мощность которых не превышает первых десятков сантиметров. Мощность отдельных циклов составляет в среднем 10–15 м. Количество циклов в пределах НРГ варьирует от одного до пяти, но чаще всего надежно можно выделить два или три цикла.

Кровля НРГ, так же как и подошва, фиксируется достаточно четко. В кровле обычно находятся мощные (несколько десятков метров) линзы мезо- лейкократовых кумулятивных габбро, часто – с пятнистой текстурой (*mottled gabbro*), или зоны частого переслаивания лейкогаббро и габброноритов.

Уровни сульфидного и платинометалльного оруденения находятся главным образом в нижней и средней части разреза НРГ. На отдельных участках месторождения насчитывается до трех уровней оруденения. Мощность зоны, включающей оруденение, колеблется в пределах 3–15 м. Эмпирический анализ разрезов показал: чем больше мощность НРГ, количество и суммарная мощность слоев меланократовых кумулатов, тем больше мощность рудных тел и линз и содержание в них платиновых металлов. При минимальной мощности НРГ (10 м) уровни платинометалльного оруденения отсутствуют, но такие случаи весьма редки. Повышенное содержание платиновых металлов в породах НРГ выше фонового уровня наблюдается во всех случаях.

Характеристика рудных тел

Северный платиноносный риф в НРГ представляет собой сульфидоносную зону, выдержанную по простиранию и падению. Сульфидная минерализация с платинометалльным оруденением расположена согласно с расслоенностью пород. Мощность сульфидоносных пород изменяется от первых десятков сантиметров до 2–3 м. В центральной части месторождения на всем протяжении выделяются две залежи. Расстояние между ними по вертикали колеблется от 3 до 15 м. Наиболее выдержанная нижняя залежь (Основное рудное тело) локализуется во втором цикле НРГ, а верхняя залежь (Верхнее рудное тело) – в третьем цикле НРГ.

Рудные тела не имеют геологических границ, поэтому их контуры определяются по результатам опробования. Основными полезными компонентами руд месторождения являются (в порядке убывания их экономической значимости) палладий, никель, платина и медь. Содержание золота и родия низкое, поэтому их доля в общей ценности руды незначительна и не превышает 3 % для каждого.

Основное рудное тело протягивается через весь участок месторождения. Верхнее рудное тело выявлено в центральной его части. Форма их пластообразная и линзовидно-пластообразная. Рудные тела и линзы, залегая в целом согласно с расслоенностью пород НРГ массива, приурочены к прослоям, наиболее обогащенным сульфидами никеля и меди.

Основное рудное тело (О.р.т.) на поверхности устойчиво трассируется по коренным обнажениям, канавам, расчисткам, развалам сульфидоносных элювиальных глыб, вскрыто карьером и в целом подтверждено в 18 бороздовых сечениях. Однако на большей части своей протяженности О.р.т. на поверхности не обнажается. Мощность перекрывающих его моренных отложений изменяется от 0.3 до 22.6 м (в среднем – 3.2 м). О.р.т. характеризуется выдержанным СЗ-ЮВ простиранием и Ю-З падением под углом в среднем 30°. Западной границей О.р.т. в пределах месторождения служит пересекающая его почти поперек Марьёвская дайка (см. рис. 2). На восточном фланге, в районе профиля 105, рудное тело прерывается в связи с уменьшением мощности НРГ и усложнением геологического строения участка.

В центральной части месторождения, в районе профилей 67–69, там где НРГ имеет мощность 10–11 м и представлен лишь только одним нижним циклом, О.р.т. прерывается и делится безрудным окном на две части: западную и восточную. В западной части оруденение локализуется внутри и вдоль верхней границы протяженного слоя пироксенитов (bCp) второго цикла, являющегося маркирующим горизонтом. В пироксенитах содержание сульфидов несколько выше, чем в смежных, вышезалегающих лейкократовых пятнистых габбро (pCa) и габброноритах (pabC).

В восточной части, где слой пироксенитов второго цикла имеет прерывистое строение, оруденение О.р.т. обычно расположено в нижней части слоя лейкократовых пятнистых габбро (pCa) второго цикла. Часто оно залегают на границе лейкократовых габбро с подстилающими его габброноритами (pabC) или зоной тонкого переслаивания норитов, габброноритов и габбро, проникая в подстилающие породы вплоть до пироксенитов второго цикла там, где проявлен этот слой. Диаграммы распределения оруденения по типам пород, в целом для О.р.т. и отдельно для западной и восточной его частей приведены на рисунке 3. Из диаграмм следует, что оруденение в западной части чаще сосредоточено в пироксенитах, в восточной – в лейкократовых габбро.

Мощность О.р.т. варьирует от 0.14 до 6.48 м, составляя в среднем 1.73 м (табл. 1). Повышенные ее значения чаще наблюдаются на восточном фланге месторождения, более низкие – в центральной части. В целом средняя мощность О.р.т. колеблется незначительно.

По составу сульфидная минерализация – медно-никелевая, с вариациями соотношения между никелем и медью. Содержание цветных металлов по сечениям О.р.т. колеблется в пределах: никеля – от 0.02 до 0.38 % (среднее – 0.13 %), меди – от 0.01 до 0.64 % (среднее – 0.15 %) – выдерживается на этом уровне практически по всему объему рудного тела. В целом сульфидное оруденение более медистое. На рисунке 4 показано распределение соотношения Cu/Ni в О.р.т. по пересечениям. При достаточно близком среднем отношении Cu/Ni в западной (1.16) и восточной (1.19) частях О.р.т. преобладание никеля над медью установлено между профилями 46–56 и 75–83.

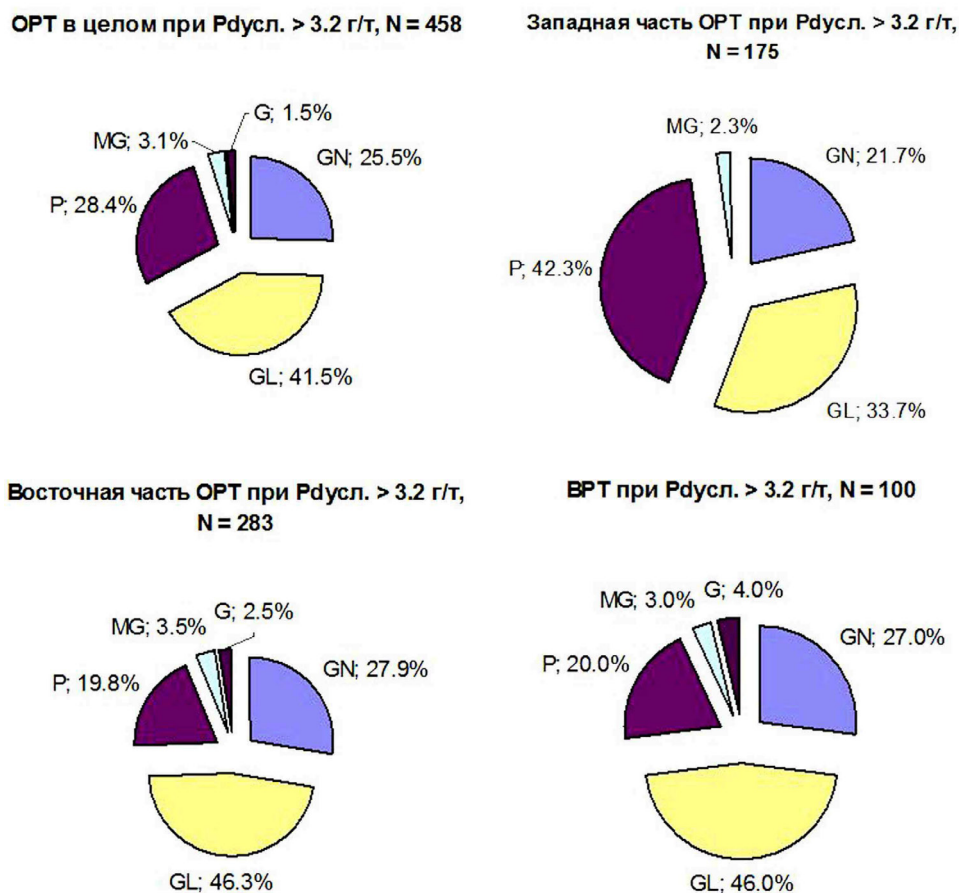


Рис. 3. Распределение рудных проб ОПТ и ВРТ по типам пород. GN – габбронориты, GL – лейкогаббро, P – пироксениты и нориты, MG – метагаббро, G – к/з габбро.

Таблица 1. Изменение основных параметров рудных тел

Параметры	Основное рудное тело				Верхнее рудное тело (ПР 58-86)
	В целом	в том числе			
		западная часть (ПР 42.5-67)	восточная часть (ПР 67-97) (ПР 97-104.5)		
Мощность, м (истинная)	0.14–6.48	0.20–5.60	0.14–5.84	0.44–6.48	0.19–3.47
Pt, г/т	0.14–2.30	0.15–2.30	0.18–1.21	0.14–2.25	0.17–2.21
Pd, г/т	0.65–15.22	0.65–14.50	1.33–10.45	1.14–15.22	0.74–25.60
Au, г/т	0.03–0.71	0.03–0.46	0.04–0.60	0.06–0.71	0.01–1.35
Pt+Pd+Au, г/т	0.84–18.23	0.84–16.74	1.64–12.24	1.36–18.23	1.04–31.15
Ni, %	0.02–0.38	0.02–0.27	0.03–0.31	0.03–0.38	0.02–0.28
Cu, %	0.01–0.64	0.01–0.64	0.02–0.36	0.02–0.46	0.01–0.24

Содержание Pt+Pd+Au по сечениям О.р.т. варьирует от 0.84 до 18.23 г/т, при этом повышенные его значения характерны для центральной части месторождения, более низкие – для флангов. Такие же тенденции проявлены и в распределении каждого из благородных металлов в отдельности. В целом в разных частях О.р.т. пределы вариаций суммы благородных металлов близки, а среднее содержание практически сохраняется на одном уровне. Руды существенно палладиевые: среднее отношение Pd/Pt = 6.7. Отношение Pd/Pt по сечениям приведено на рисунке 5, из которого видно, что руды восточной части О.р.т. более палладиевые, особенно на восточном фланге.

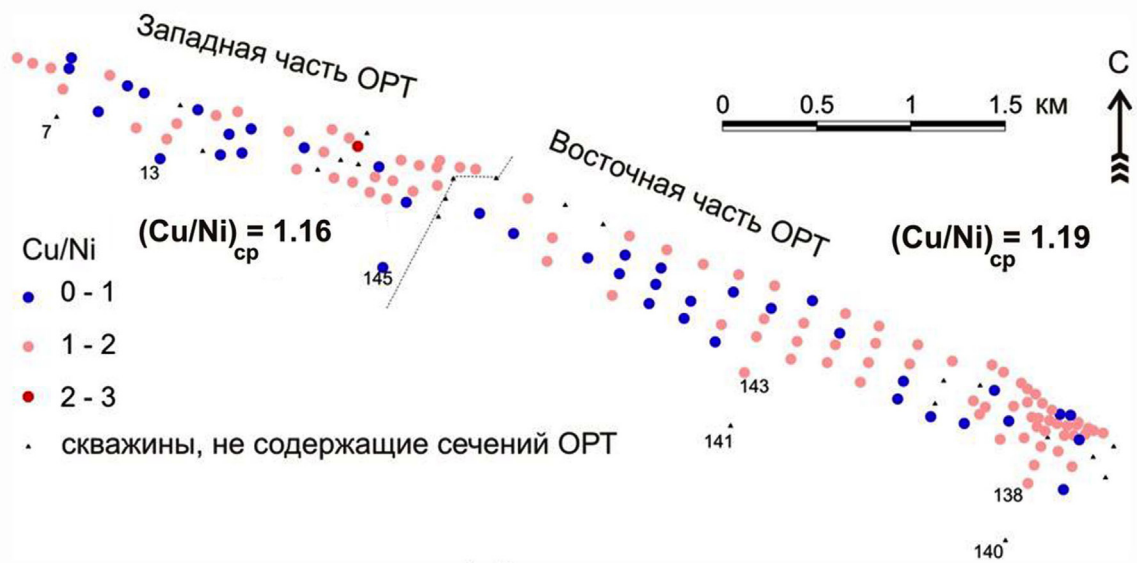


Рис. 4. Величина отношения Cu/Ni в сечениях ОРТ.

Распределение полезных компонентов по типам пород (табл. 2) свидетельствует, что руды, более медистые и палладиевые, приурочены к лейкократовым пятнистым габбро и габброноритам, а в рудах, связанных с пироксенитами, доля платины возрастает и никель преобладает над медью (возможно, за счет силикатного никеля, содержание которого составляет 0.04 %).

Верхнее рудное тело (В.р.т.) расположено в средней части месторождения, на участке Центральный Киевей, характеризуется прерывистостью по простиранию и падению, обуславливая разрывы сплошности В.р.т. и разделение его на три последовательно расположенных фрагмента линзовидно-пластообразной формы. Они имеют юго-западное падение под углом в среднем 30° .

В.р.т. находится в лейкократовой части третьего цикла НРГ и приурочено к уровням разреза, где появляются либо маломощные прослои габброноритов и норитов, либо зоны тонкого чередования пород с различным количеством ортопироксена. Содержание сульфидной вкрапленности в два раза ниже, чем в О.р.т., а распределение ее неустойчиво по простиранию и падению, обуславливая неоднократную прерывистость В.р.т. Распределение оруденения по типам пород в В.р.т. аналогично распределению в восточной части О.р.т. (см. рис. 3).

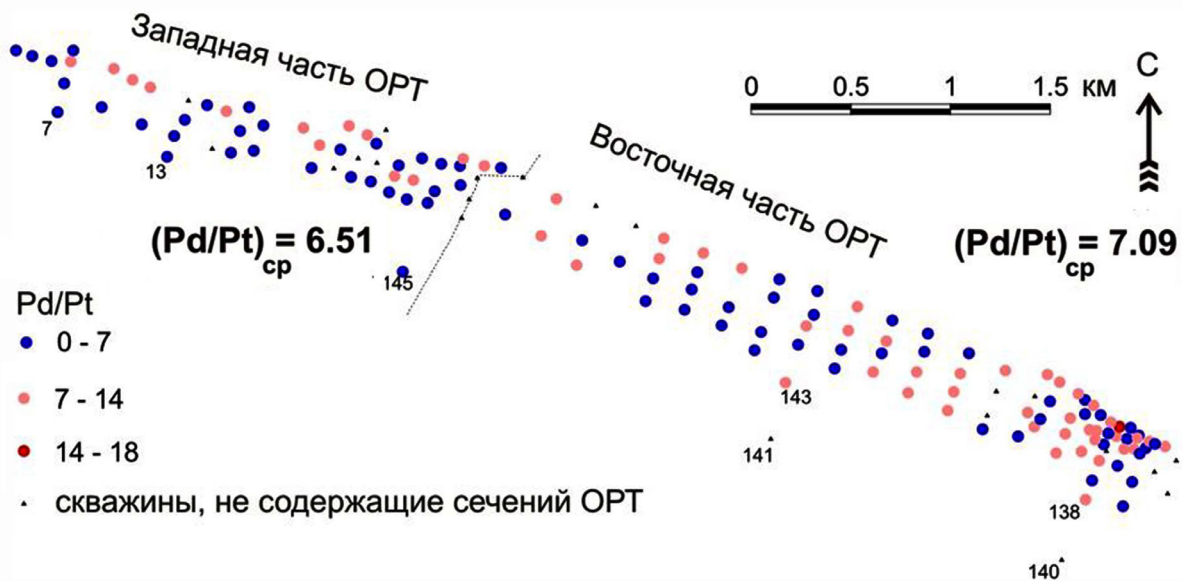


Рис. 5. Величина отношения Pd/Pt в сечениях ОРТ.

Таблица 2. Средние отношения Pd/Pt и Cu/Ni для различных оруденелых пород О.р.т. и В.р.т.

Тип выборки	Кол-во проб	GN	GL	P	MG	G
Pd/Pt						
О.р.т. в целом	458	6.1	6.1	5.2	5.9	7.3
О.р.т. запад	175	6.2	5.9	4.9	3.4	–
О.р.т. восток	283	6.1	6.3	5.8	8.8	7.2
В.р.т.	100	5.9	5.6	3.3	8.2	5.7
Cu/Ni						
О.р.т. в целом	458	1.14	1.32	0.95	0.95	1.28
О.р.т. запад	175	1.05	1.34	0.91	0.94	–
О.р.т. восток	283	1.18	1.30	1.01	0.96	1.28
В.р.т.	100	0.94	1.06	0.48	1.02	1.11

Примечание. GN – габронориты, GL – лейкогаббро, P – пироксениты и нориты, MG – метагаббро, G – к/з габбро.

Самый западный фрагмент В.р.т. длиной 900 м, изученный детальнее, отличается от других более высокой средней мощностью (1.65 м), но более низким средним содержанием ЭПГ. Два других фрагмента В.р.т. длиной 800 и 600 м имеют среднюю мощность 1.2 и 0.5 м соответственно. По составу сульфидная минерализация – медно-никелевая, с преобладанием никеля над медью. Содержание цветных металлов в В.р.т. в среднем составляет: Cu – 0.06 %; Ni – 0.08 %; отношение Cu/Ni – 0.79 (рис. 6). Доля платины в руде выше, чем в О.р.т. (рис. 7). Таким образом, в оруденении В.р.т., при более низких содержаниях цветных металлов доля платины возрастает. В целом, по сравнению с О.р.т. Верхнее рудное тело при близких пределах вариации главных оценочных параметров имеет несколько повышенное (не более чем на 15 %) среднее содержание металлов платиновой группы, но почти в 1.5 раза меньшую среднюю мощность.

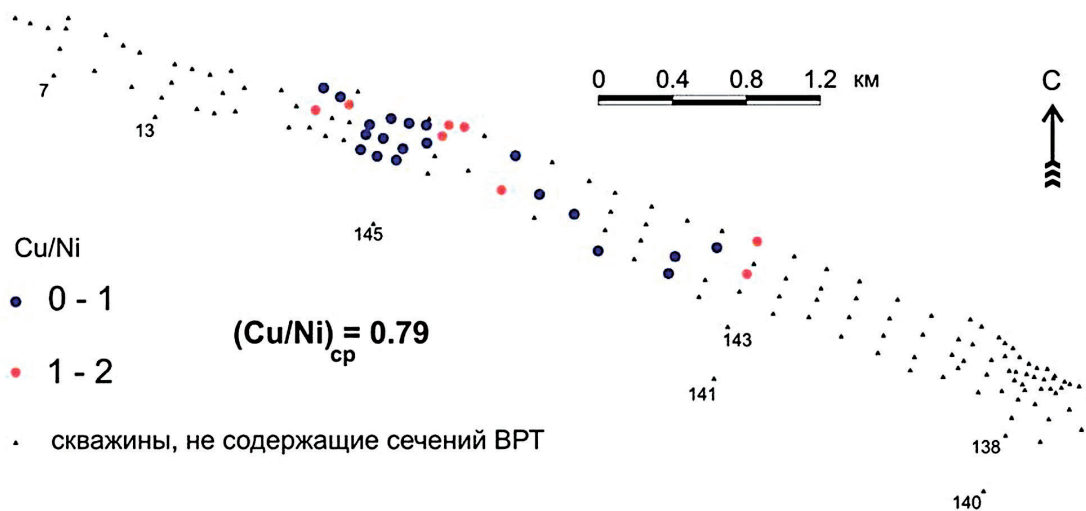


Рис. 6. Величина отношения Cu/Ni в сечениях ВРТ.

Факторы, контролирующие размещение платинометалльного оруденения

1. Главной геологической структурой месторождения является Нижний расслоенный горизонт, который вмещает Северный платиноносный риф. НРГ протягивается через всю площадь месторождения без перерывов и существенных изменений простирания. Мощность НРГ изменяется от 10 до 80 м, составляя в среднем 40–50 м, и зависит от изменяющегося количества слагающих его циклов, от одного до пяти.

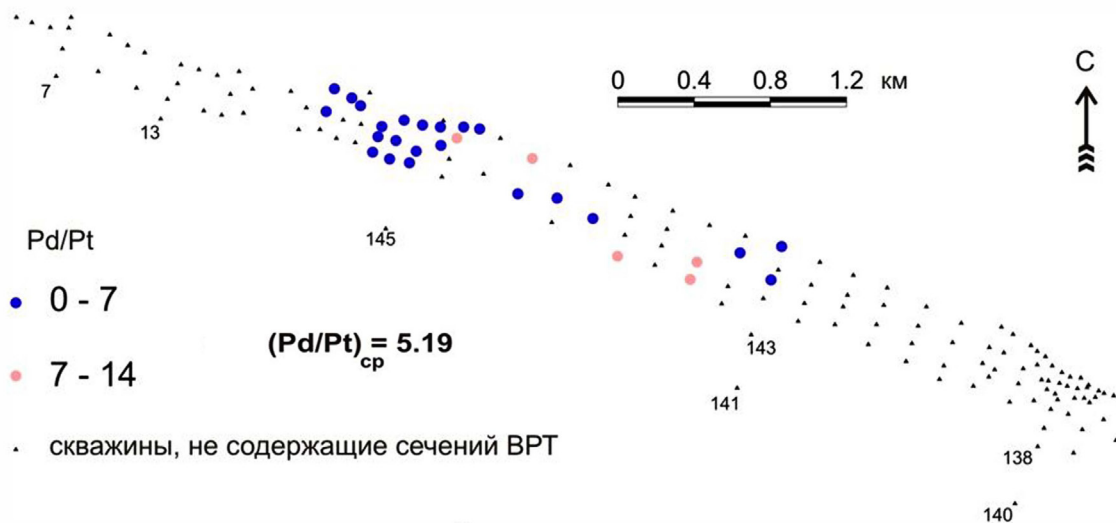


Рис. 7. Величина отношения Pd/Pt в сечениях ВРТ.

2. В подавляющем большинстве рудных пересечений установлено, что платинометалльная минерализация приурочена ко второму и третьему циклам магматической стратификации НРГ. Основное рудное тело между профилями 43–67 приурочено к пироксенитовому слою, залегающему в основании второго цикла, а между профилями 69–104 – как к пироксенитовому слою, так и к средней части второго цикла, к границе зоны тонкого переслаивания норитов, габброноритов и габбро с вышезалегающим мощным слоем лейкократовых пятнистых габбро. В основании первого цикла в большинстве пересечений расположен характерный слой мелкозернистых пироксенитов, который хорошо фиксируется при полевой документации и является маркирующим слоем, так как ниже его платинометалльная минерализация отсутствует.

Маломощное невыдержанное Верхнее рудное тело и линза 3 залегают в третьем цикле на границе норитов, габброноритов и зоны тонкого переслаивания пород с вышезалегающим слоем лейкократовых пятнистых габбро. Линзы 2 и 6 локализируются на границе первого и второго циклов. Таким образом, можно заключить, что минерализация сосредоточена в достаточно узкой полосе – 5–15 м шириной при значительных размерах по простиранию и падению.

3. В ряде ведущих мировых месторождений платиновых металлов основным фактором локализации МПГ является их приуроченность к определенным петрографическим разновидностям (риф Меренского, UG-2 Бушвельд). На месторождения Киевей было изучено распределение минерализованных проб по основным петрографическим группам пород, участвующим в строении рудоносного уровня разреза (рис. 3). Из диаграмм следует, что платинометалльная минерализация с запада на восток постепенно переходит из преимущественно пироксенитового слоя в более лейкократовый слой пятнистых габбро. Таким образом, западная часть О.р.т. скорее напоминает строение рифа Меренского, хотя и отличается от последнего отсутствием хромитовых прослоев. Восточная часть О.р.т. более похожа на риф J-M (массив Стиллиуотер, США).

4. Для месторождения Киевей установлено наличие «литологического» контроля оруденения для западной и, частично, центральной части и отсутствие четкого «литологического» контроля для восточной. В то же время отмечается некоторая приуроченность богатой минерализации к крупнозернистым меланократовым норитам и плагиопироксенитам. Таким образом, по разрезам видна следующая закономерность распределения платинометалльной минерализации: в тех случаях, когда в разрезах присутствует второй слой средне-, крупнозернистых пироксенитов, ЭПГ минерализация преимущественно приурочена к верхней части этого слоя и к вышезалегающим лейкократовым пятнистым габбро; когда второй слой пироксенитов отсутствует – оруденение локализуется на границе зоны тонкого переслаивания норитов, габброноритов и габбро с верхним слоем лейкократовых пятнистых габбро.

5. Контроль распределения платиновых металлов зонами убогой сульфидной минерализации характерен для большинства платино-палладиевых месторождений и определяет их принадлежность к типу малосульфидных месторождений ЭПГ. Платинометалльное оруденение, ассоциирующее с сульфидной медно-никелевой минерализацией, тоже распределено неравномерно. Границы его распространения в целом совпадают с границами развития сульфидной вкрапленности. Интенсивность его выше в интервалах пород, наиболее насыщенных сульфидами меди и никеля. Но, поскольку строгой пропорциональной зависимости между ними нет, то ЭПГ-оруденение иногда распространяется на некоторое расстояние и за пределы видимого развития сульфидов (табл. 3).

Таблица 3. Парные коэффициенты корреляции для выборки проб, участвующих в подсчете запасов

Тип выборки	n	Pt-Pd	Cu-Ni	Cu-Pd	Ni-Pd	Cu-Pt	Ni-Pt
Верхнее рудное тело	80	0.88	0.89	0.40	0.54	0.56	0.61
Основное рудное тело	464	0.90	0.90	0.39	0.47	0.45	0.53
Рядовые пробы, участвующие в подсчете запасов по месторождению	586	0.92	0.91	0.50	0.57	0.42	0.51

Особенности геологического строения платиноносных уровней позволяют разделить стратиформные месторождения ЭПГ в расслоенных массивах на два типа:

- Рифы (*«reefs»*). Типичным представителем этой группы объектов является риф Меренского. Главной особенностью его строения является приуроченность оруденения к слою пегматоидных пироксенитов, которые к востоку переходят в среднезернистые нориты. Наличие четкого «литологического» контроля обуславливает простое строение рудного интервала и обеспечивает благоприятные условия разведки и эксплуатации месторождения. К этому типу оруденения наиболее подходит западная часть О.р.т.

- Рифовые пачки (*«reef packages»*). Типичный объект данной группы – риф J-M комплекса Стиллиуотер. Оруденение имеет четкий стратиграфический контроль в виде границы зон магматической стратификации и приурочено к пачке невыдержанных слоев различного петрографического состава (*mix rocks*), в пределах которой можно говорить лишь о статистической приуроченности оруденения к отдельным петрографическим группам. В пределах рифовой пачки концентрации ЭПГ распределены неравномерно, рудные тела могут пересекать петрографические границы. Отсутствие жесткого литологического контроля минерализации приводит к сложному, многоуровневому строению минерализованных зон и сложному распределению концентраций ЭПГ. Следовательно, по особенностям геологического строения, восточная часть О.р.т. и В.р.т. наиболее близки рифу J-M массива Стиллиуотер.

Генезис месторождения

Принципиальная схожесть геологического строения месторождения Киевей с известными платинометалльными объектами позволяет рассмотреть вопрос о его происхождении в связи с типичными месторождениями ЭПГ в расслоенных интрузиях. Согласно А. Налдретту (2003), руды ЭПГ представлены в виде рассеянной вкрапленности сульфидов в силикатной матрице или хромититах. Многие месторождения приурочены к горизонтам, находящимся внутри разреза расслоенных интрузий. Риф Меренского Бушвельдского комплекса, риф J-M комплекса Стиллиуотер и оруденелые горизонты интрузий Пеникат и Портимо северной Финляндии находятся в близкой ассоциации с плагиоклазсодержащими породами. Они, так же как и ЭПГ оруденение Северного рифа, локализованы в нескольких сотнях метров выше появления кумулатного плагиоклаза. В комплексах Бушвельд и Стиллиуотер изотопные данные, расслоенность, появление и исчезновение кумулатных фаз в циклических (ритмических) телах позволяют предполагать, что при образовании частей разреза, несущих оруденение, происходило взаимодействие двух магм различного состава. К настоящему моменту сформулированы две модели происхождения малосульфидных платинометалльных месторождений в расслоенных интрузиях:

1. Магматическая модель опирается на тесную геохимическую связь, когда содержание халькофильных элементов в магматических сульфидах определяется отношением массы магмы, взаимодействовавшей с сульфидом, к массе сульфида (R-фактор) и предполагает концентрирование платиноидов сегрегированными каплями несмешивающихся сульфидов. Предполагается, что осаждающиеся капли сульфидного расплава могли экстрагировать платиноиды из окружающего силикатного расплава. Оседание богатого ЭПГ сульфидного вещества на промежуточное дно магматической камеры приводило к появлению уровней аномально богатых ЭПГ – рифов. Причиной силикатно-сульфидной ликвации, по мнению большинства авторов, могли быть дополнительные внедрения богатого серой расплава в кристаллизующуюся магматическую камеру и фракционная кристаллизация, которые объясняют приуроченность платинометаллических рифов к породам циклических серий.

2. Модель флюидного концентрирования ЭПГ опирается на факты постоянного присутствия в платинометаллических горизонтах признаков позднемагматического этапа: минеральная ассоциация хлорапатита и флогопита, широкое развитие флюидных хлорсодержащих включений в интеркумулусных минералах, особенно в лейкократовых пятнистых габбро. Предполагается, что источником платиновых металлов и серы была толща кристаллизующихся кумулатов ниже рифа. Платиновые металлы и сера входили в состав позднемагматического хлорного флюида и мигрировали в его составе вверх, вплоть до границы кумулатов и перекрывающего их расплава, где растворялись в придонном расплаве и в интерстициальном расплаве не до конца затвердевших кумулатов непосредственно ниже фронта кристаллизации.

Важной особенностью месторождения Киевей является присутствие оливина в породах Северного рифа, что подтверждает более магнезиальный состав и более высокую температуру инъекции свежего импульса магмы на дно кристаллизующегося расплава. Применительно к образованию Северного рифа мы предполагаем следующую последовательность развития событий. Формирование серии циклических тел НРГ сопровождалось поступлением свежих порций магмы, начиная с отложения мелкозернистых норитов первого цикла в подошве НРГ. Принимая схему формирования циклических тел силла Фокс Ривер, на примере которого А. Налдретт рассматривает образование сульфидоносных горизонтов, обогащенных ЭПГ, с помощью модифицированной диаграммы Криса Ли и др. (2000), показывающей вариации растворимости сульфида в магме, можно заключить:

1) при инъекции свежей магмы происходит смешивание ее с кристаллизующимся расплавом и состав магмы смещается в область кристаллизации более магнезиальных минералов (ортопироксенов), при этом на дне камеры формируется пироксенитовый слой первого цикла. По мере дальнейшей фракционной кристаллизации первого цикла магма остается недосыщенной сульфидом и поэтому сульфидов в породе нет. Одновременно расплав обогащается ЭПГ, так как Pt, Pd, Rh и Cu несовместимы с кристаллизующимися минералами;

2) при последующей новой инъекции магмы и ее смешении с фракционированной магмой, состав смеси будет возвращаться обратно к первоначальному составу в область недосыщенной сульфидом, что вызовет формирование нового циклического тела (в нашем случае второго цикла). Если в течение кристаллизации циклического тела инъекций новой магмы не происходит, ее состав достигает точки сульфидного насыщения, где начнут сегрегироваться сульфиды, и они вместе с пироксеном, войдут в ассоциацию кумулуса. Первоначально будут выделяться сульфиды, обогащенные ЭПГ, затем, по мере фракционирования и снижения концентрации ЭПГ в магме, сульфиды обедняются благородными металлами, что наблюдается в лейкократовых пятнистых габбро, залегающих в верхней части циклических тел. Таким образом, во втором цикле формировалось Основное рудное тело;

3) новая инъекция свежей магмы и ее смешение с фракционированной приведет к новому обогащению магмы ЭПГ, смещению ее состава в область недосыщенности серой и начнет формироваться новое циклическое тело. При последующей кристаллизации состав магмы вновь достигнет области насыщения сульфидом и вновь начнут образовываться капли сульфидов, обогащенных ЭПГ, и цикл продолжится. Таким образом, в третьем цикле формировалось Верхнее рудное тело.

Следует заметить, что сульфидное насыщение и развитие обогащенных ЭПГ зон будет происходить в процессе кристаллизации циклического тела, а не при начале его формирования. Минерализация, следовательно, не будет приурочена к подошве цикла, что и наблюдается в НРГ. Таким образом, слои, обогащенные сульфидами, образовались в процессе фракционирования магмы и являются маркирующими горизонтами в разрезе интрузива и при малой мощности (0.5–2.0 м) прослеживаются на десятки километров по простиранию Западно-Панского массива.

Восточно-Панский массив

Месторождение Восточное Чуарвы находится в средней части Восточно-Панского массива, мощность которого изменяется от 3600 м (в западной и центральной частях) до 2500 м (в восточной). На крайнем восточном фланге (уч. Предгорный) мощность его резко сокращается до 800 м, и на протяжении 5–6 км в юго-восточном направлении массив выклинивается, протяженность его составляет более 40 км. Это пластообразное тело с выдержанным простиранием отдельных слоев, падающих в ЮЗ направлении. Северный контакт Восточно-Панского массива круто погружается в южном направлении под углом 60–80°, а залегание расслоенности пород изменяется от 50° (в западной части интрузива) до 60–70° (в центральной и восточной его части). На глубине 4–5 км, по геофизическим данным, залегание пород массива выполаживается. В лежачем боку массива почти на всем протяжении расположены щелочные граниты, за исключением Чурозерского участка и крайнего восточного фланга, где закартированы архейские гранито-гнейсы.

В отличие от строения Западно-Панского массива, где зона габбро отсутствует, Восточно-Панский массив на 70 % сложен габбро мощностью до 2400 м (рис. 8). Габброноритовая зона имеет подчиненное значение и распространена в нижней части разреза на всем протяжении массива. Мощность ее составляет 1000–1200 м. Для нижних частей разреза характерны крутые углы падения – 70–75°, в то время как для пород габбровой зоны углы падения составляют 50–55°.

Выявленные в настоящее время проявления платинометалльного оруденения в малосульфидном типе в Восточно-Панском массиве расположены исключительно в габброноритовой зоне на трех уровнях. Промышленное значение имеет месторождение Восточное Чуарвы.

Геологический разрез Восточно-Панского массива, изученный в кумулусной стратиграфии, представлен следующими зонами и сериями пород снизу вверх (Корчагин и др., 2004; Митрофанов и др., 2004; Казанов, Калинин, 2008).

Нижняя краевая зона мощностью от 50 до 100 м сложена мелкозернистыми, часто рассланцованными, амфиболизированными, окварцованными метагабброидами и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. Выше по разрезу иногда в этой зоне встречаются слои и линзы мелкозернистых сильно измененных габброноритов и норитов, сохраняющих реликты магматических структур. Часто в этой зоне встречаются жилы щелочных гранитов, в то время как в щелочных гранитах скважинами пересечены маломощные тела мелкозернистых метагабброидов.

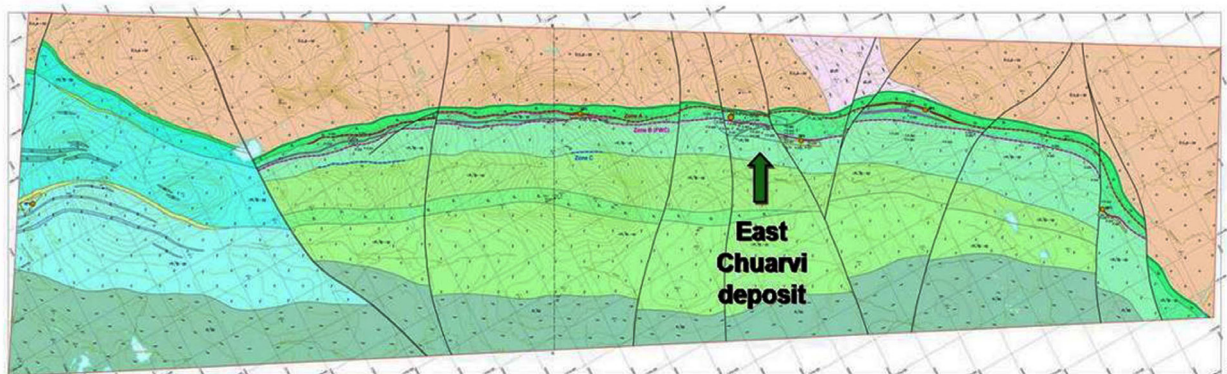


Рис. 8. Схематическая геологическая карта восточной части Западно-Панского массива и Восточно-Панского массива (правая часть рисунка) (Казанов, Калинин, 2008).

Габброноритовая зона охарактеризована более подробно ниже в описании строения месторождения.

Габбровая зона подразделена на две подзоны – нижнюю и верхнюю. Нижняя подзона габбровой зоны (ГЗ₁) сложена преимущественно крупнозернистыми и пегматоидными габбро. Подзона имеет мощность до 1100 м. В основании разреза подзоны развит горизонт переслаивания оливинных габбро, лейкогаббро и габброноритов мощностью 80–120 м. Вверх по разрезу породы маркирующего горизонта постепенно переходят в крупнозернистые амфиболизированные габбро.

Верхняя подзона габбровой зоны (ГЗ₂) завершает разрез Восточно-Панского массива. Имеет видимую мощность до 1900 м. Разрез подзоны начинается с пачки переслаивания пижонитовых габброноритов, лейкократовых габбро и оливинных габбро, выделенной под названием маркирующего пижонитового горизонта. Мощность пачки достигает 470 м, уменьшаясь в восточном направлении. На восточном фланге массива пижонитовый горизонт не установлен. Выше по разрезу распространены амфиболизированные габбро.

Основные метавулканыты Кукшинской свиты структуры Имандра-Варзуга развиты в юго-западной части площади, представлены биотит-амфиболовыми сланцами, амфиболитами и метадолеритами и с угловым несогласием перекрывают породы Федорово-Панского комплекса.

Строение месторождения Восточное Чуарвы

Месторождение Восточное Чуарвы приурочено к нижней части габброноритовой зоны Восточно-Панского массива в 250–300 м от его подошвы (рис. 9). Оруденение обнаружено ОАО «ПАНА» и разведано совместно с ООО «КГГК» при финансовой поддержке Bema Gold. Платинометалльное оруденение прослежено по простиранию на 1200 м в северо-западном направлении. При изучении керна скважин на участке месторождения габброноритовая зона массива разделена на горизонты снизу вверх (Казанов, Калинин, 2008):

– горизонт, залегающий выше Нижней краевой зоны, имеет мощность до 60 м и представлен переслаиванием неравномернозернистых габброноритов со средне-, крупнозернистыми габбро. Породы интенсивно амфиболизированные, окварцованные, с реликтами основного плагиоклаза;

– горизонт (мощность до 150 м) переслаивания такситовых и пойкилитовых габброноритов (раbC, раCb) с прослоями габбро (раC) и редкими прослоями вебстеритов (abC, abCp) и клинопироксенитов (aC, aCp) в верхней части разреза;

– горизонт мелкозернистых пойкилитовых габброноритов (раCb), является продуктивным и охарактеризован ниже;

– горизонт (мощность до 700 м) среднезернистых габброноритов с линзами габброноритов с инвертированным пижонитом (раbC, рbbxCa pCabbx,) и с прослоями средне-, крупнозернистых габбро (раC, pCa).

Нижние три горизонта О.В. Казанов и А.А. Калинин объединяют в нижнюю подзону габброноритовой зоны ГНЗ 1, а верхний контакт горизонта мелкозернистых пойкилитовых габброноритов назван ими Footwall Contact (рис. 9). Мощный горизонт среднезернистых габброноритов они отнесли ко второму циклу, который назван верхней подзоной габброноритовой зоны ГНЗ 2.

Горизонт тонко-, мелкозернистых пойкилитовых габброноритов представляет собой своеобразную породу и имеет генетическую связь с оруденением. Он прослежен через весь участок месторождения. Мощность его изменяется от 30–40 м на флангах до 80–100 м – в центральной части месторождения. Залегание пород крутое, под углом 70–80° субсогласно нижней границе массива. Сложен горизонт на 60–70 % мелкозернистыми пойкилитовыми габброноритами. Один из авторов этого раздела, который непосредственно вел разведку данного объекта, выделяет горизонт мелкозернистых пойкилитовых габброноритов как расслоенный горизонт (РГ), состоящий из двух генетически связанных между собой уровней, существенно различающихся по геологическому строению.

В нижней части РГ распространены однородные пойкилитовые габбронориты тонко-, мелкозернистого, участками до среднезернистого сложения. Микроскопически породы содержат крупные пойкилитовые кристаллы ортопироксена, включающие мелкие зерна плагиоклаза и клинопироксена.

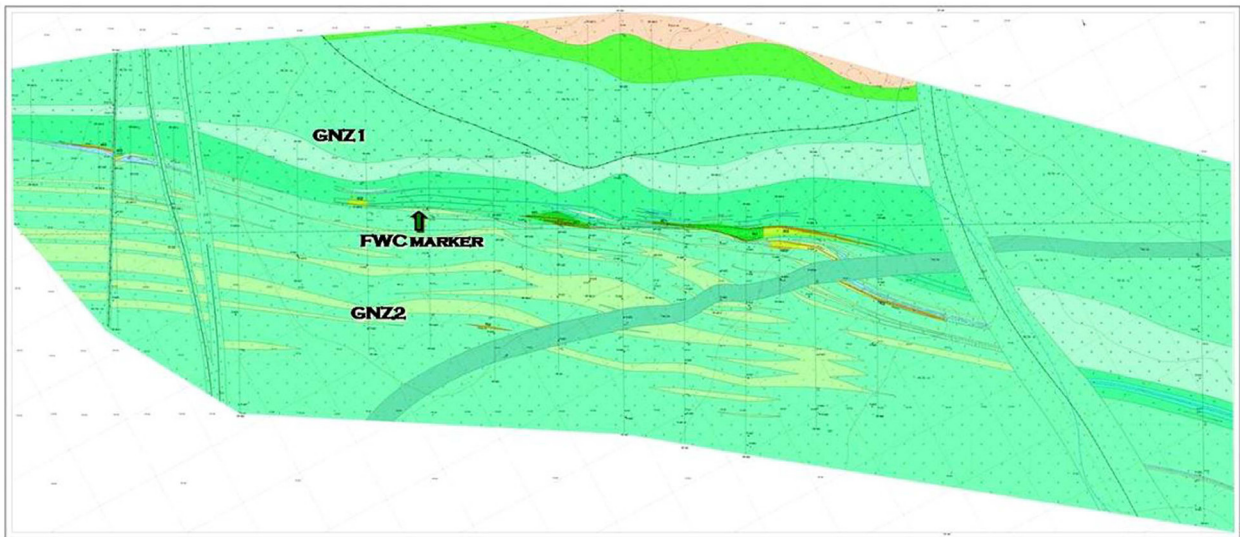


Рис. 9. Геологическая карта месторождения Восточное Чуарвы (Казанов, Калинин, 2008).

роксена (раСb). В отдельных случаях клинопироксен может переходить в интеркумулус. В тонкозернистых габброноритах нижнего уровня встречаются зерна кумулусного оливина размером до 2 мм.

Переход к верхней части расслоенного горизонта фиксируется появлением среди однородных мелкозернистых габброноритов линз и прослоев средне-, крупнозернистых вебстеритов, плагиоветстеритов, клинопироксенитов, среднезернистых мезократовых и кварцевых габброноритов, пегматоидных лейкократовых габбро, причем количество и мощность прослоев возрастает с увеличением мощности горизонта. Интенсивность проявления этих пород также нарастает вверх по разрезу, в результате чего кровля горизонта представляет собой сложно построенную серию переслаивания пород, контрастных по составу, зернистости и набору кумулусных минералов. В составе верхней пачки отмечаются три преобладающие петрографические группы:

- мелкозернистые пойкилитовые габбронориты, описанные выше, – наиболее распространенная порода верхней пачки. Для данного уровня разреза характерна неравномерная зернистость пород этой группы, с многократными переходами от весьма тонкозернистых до мелко-, среднезернистых разновидностей с сохранением пойкилитовой структуры;

- породы группы плагиопироксенитов, вебстеритов, клинопироксенитов, норитов и габброноритов, петрографическое разнообразие которых обусловлено переменным количественным соотношением обоих пироксенов и плагиоклаза, являются двупироксеновыми кумулатами. Характерно низкое содержание плагиоклаза (10–30 %), который в породах этой группы всегда занимает интеркумулусную позицию. Породы этой группы имеют неравномернозернистое, средне-, крупнозернистое сложение. Они образуют невыдержанные слои и линзы мощностью от десятков сантиметров до 11 м. В окружении крупных тел плагиопироксенитов часто развиты их мелкие линзы, имеющие постепенные переходы во вмещающие мелкозернистые пойкилитовые габбронориты;

- группа крупнозернистых габброноритов и пегматоидных лейкократовых габбро, содержащих более 60 % идиоморфного плагиоклаза, а также энстатит и авгит примерно в равных соотношениях. В породе присутствует интерстициальный кварц, часто голубого цвета. Под микроскопом устанавливаются графические срастания кварца и плагиоклаза. Для этой группы пород характерно присутствие интеркумулусного хлорapatита (до 3.3 вес. % хлора) и биотита. Породы часто подвержены интенсивным вторичным изменениям. Лейкократовые пегматоидные габбро пространственно ассоциируют с плагиопироксенитами и мелкозернистыми габброноритами, образуя отдельные участки ритмичного переслаивания среди сравнительно однородных пойкилитовых габброноритов.

Подчиненное значение в составе расслоенного горизонта имеют среднезернистые габбронориты, оливинные габбронориты и средне-, крупнозернистые габбро, которые также образуют невыдержанные слои и линзы, тяготеющие к верхней части разреза горизонта. В целом, структура

верхнего уровня расслоенного горизонта напоминает строение НРГ и может быть описана как серия невыдержанных слоев и линз и плагиопироксенитов и пегматоидных лейкократовых габбро с тенденцией к увеличению роли последних вверх по разрезу.

В строении верхней расслоенной пачки пород в пойкилитовых габброноритах наблюдается существенная латеральная изменчивость. На западном фланге месторождения расслоенность не выражена или проявлена фрагментарно в виде маломощных слоев и линз плагиопироксенитов и пегматоидных габбро, залегающих на расстоянии первых метров от кровли горизонта. Восточнее, наряду с преобладающими мелкозернистыми пойкилитовыми габброноритами, в ее составе появляются шпильки, линзы и прослои пород группы плагиопироксенитов и пегматоидных габбро, мощность и интенсивность проявления которых нарастает. В центральной части месторождения верхняя часть РГ обладает наиболее сложным ритмическим строением и имеет мощность до 40 м. В ее составе присутствуют все описанные петрографические разности. В отдельных пересечениях доля крупнозернистых и пегматоидных лейкократовых пород в составе пачки достигает 50 %. В основании пачки преобладают меланократовые нориты и плагиопироксениты, образующие слои мощностью до 10 м. В верхних частях разреза преимущественно развиты крупнозернистые лейкократовые габбро. К востоку контрастность разреза постепенно уменьшается, мощность расслоенного интервала разреза снижается до 5–20 м.

Верхняя подзона габброноритовой зоны (ГНЗ2) завершает разрез Восточно-Панского массива на месторождении и сложена среднезернистыми габброноритами с прослоями габбро. Граница, как правило, резкая, ее характерным признаком является исчезновение мелкозернистых пойкилитовых габброноритов с интеркумулусным ортопироксеном, место которых занимают средне-, крупнозернистые габбронориты, где ортопироксен всегда находится в кумулусе. Подошва ГНЗ2 неровная, наблюдаются эрозионные карманы глубиной до 15–20 м, в пределах которых породы горизонта среднезернистых габброноритов срезают расслоенные породы подстилающего горизонта пойкилитовых габброноритов (Казанов, Калинин, 2008).

Породы дайкового комплекса представлены одним крупным и серией мелких тел долеритов. Крупная дайка долеритов мощностью от 30 до 40 м прорывает расслоенные породы, простираясь в субширотном направлении с крутым падением к северу-северо-востоку под углом 75–80° (см. рис. 9). Дайка имеет согласное с ориентировкой контактов симметрично-зональное внутреннее строение. В эндоконтактах дайки развиваются микродолериты – неполнокристаллические, афанитового облика породы закалочной фации. Мощность зон эндоконтакта варьирует от 0.2 до 1 м. Далее к центру тела размер зерен закономерно увеличивается, промежуточная зона представлена мелкозернистыми, а центральная – среднезернистыми габбродолеритами и оливиновыми габбродолеритами (до 10 % оливина).

Характеристика рудных тел

В горизонте мелкозернистых пойкилитовых габброноритов платинометалльное оруденение впервые появляется в виде отдельных маломощных линз, как правило, вместе с появлением в разрезе первых прослоев лейкократовых пятнистых габбро или маломощных прослоев крупнозернистых пироксенитов, норитов или габброноритов. Сульфидная минерализация с ЭПГ локализуется внутри габбро или в краевых частях пироксенитовых прослоев. Иногда первые рудные интервалы встречаются в мелкозернистых пойкилитовых габброноритах в 10–20 м ниже верхнего расслоенного уровня, но они не образуют самостоятельных рудных тел. При приближении к верхней границе РГ количество рудных интервалов возрастает, оруденение образует более протяженные и выдержанные залежи, которые геометризуются в рудные тела и тяготеют к верхней границе горизонта (рис. 10). Выше пород РГ в среднезернистых габброноритах (ГНЗ 2) оруденение распространяется на несколько десятков метров в виде отдельных линз, приуроченных главным образом к прослоям и линзам лейкократовых пятнистых габбро.

Оруденение не имеет геологических границ и его контуры определяются только по результатам опробования. Полезными компонентами являются платина, палладий, золото, медь и никель, из них основными ценными компонентами являются платина и палладий. Содержание

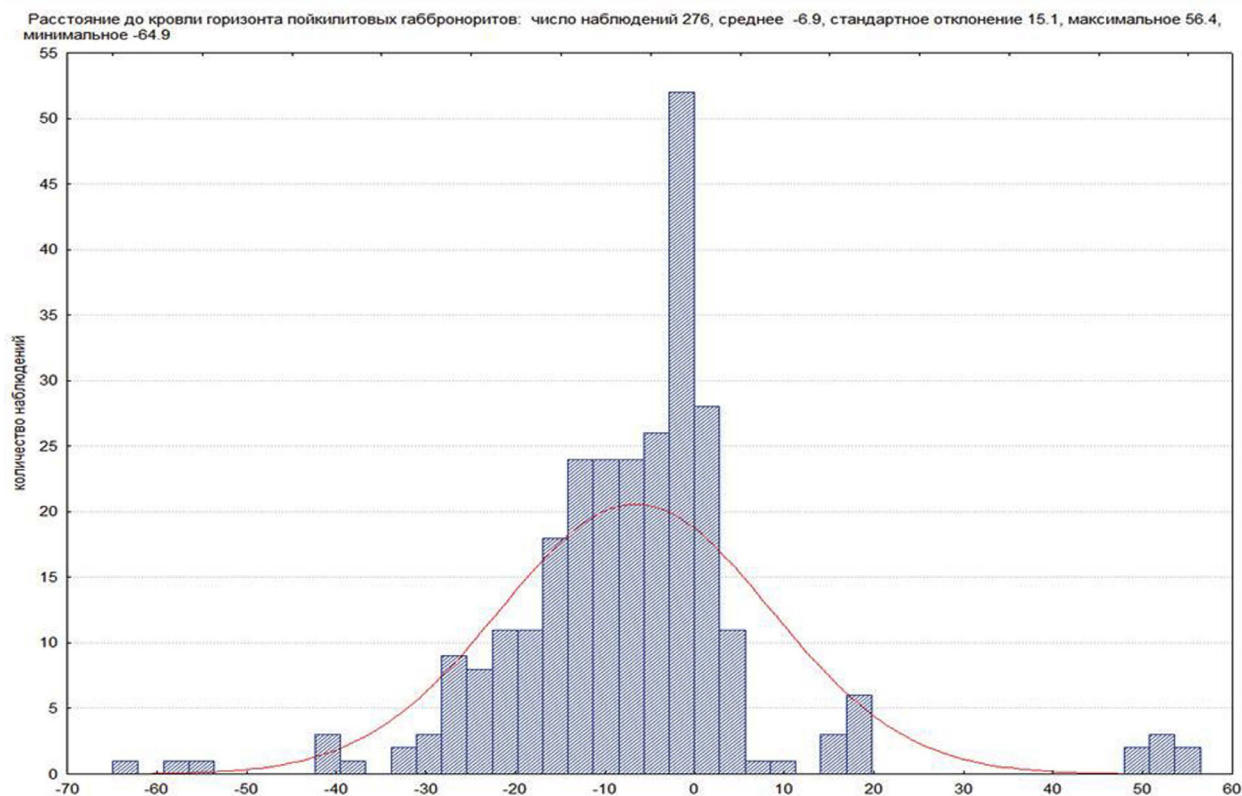


Рис. 10. Гистограмма показывает распределение ЭПГ-содержащих образцов в зависимости от удаления от кровли расслоенного горизонта (мощность определена в скважинах). Большая часть ЭПГ концентрируется в верхней РГ (в интервале 9.5 м ниже его кровли) (Казанов, Калинин, 2008).

остальных элементов низкое, их доля в общей ценности руды незначительна и не превышает 5 % для каждого. Содержания платины и палладия имеют широкий диапазон колебаний значений и достигают 17.20 и 67.49 г/т, соответственно. Среднее отношение Pd/Pt для месторождения 2:1. Для оконтуривания рудных тел и подсчета запасов в качестве основного бортового содержания принято значение условной платины 0.8 г/т.

Рудные тела имеют сложную форму, распадаются на линзы, поэтому для подсчета запасов выделены общие контуры рудных зон в соответствии с их геологическим положением на разрезах, а влияние пустых прослоев учитывается коэффициентом рудоносности. На месторождении выделены Основная рудная залежь, приуроченная к верхней границе расслоенного горизонта, и отдельные линзы, расположенные выше или ниже по разрезу. Запасы месторождения сосредоточены в Основной залежи (86 %) и линзах, расположенных висячем и лежащем ее боках. Из линз промышленную ценность представляет только линза 9, в которой заключено 11 % запасов.

Основная залежь прослежена и оконтурена по простиранию на 1200 м, по падению – более чем на 500 м. Залегание ее субсогласно общей расслоенности пород, с крутым падением на юго-запад под углом в среднем 70°. Залежь имеет юго-восточное склонение и в центральной части на глубину не оконтурена. Форма залежи линзовидная, сложная с пережимами и раздувами мощности. На западном фланге она выклинивается по падению на горизонте 120–140 м. Внутреннее строение Основной залежи обусловлено незакономерным чередованием сближенных между собой рудных тел и пустых прослоев. Максимальные размеры рудных тел достигают по падению 450 м и по простиранию 400 м в центральной части месторождения.

Средние содержания основных полезных компонентов в рудных телах по скважинам изменяются для Pt от 0.67 до 17.20 г/т, для Pd – 1.79–67.49 г/т. Средние содержания сопутствующих составляют: Au – 0.29 г/т; Cu – 0.075 %; Ni – 0.044 %. Мощность изменяется от 0.20 до 7.5 м. Внутреннее строение рудных тел неоднородное, с пустыми прослоями и невыдержанным качеством руд.

Низкие концентрации ЭПГ в большей мере сосредоточены в мелкозернистых пойкилитовых габброноритах (рис. 11). Обогащенные участки, как правило, приурочены к крупнозернистым и пегматоидным норитам и пироксенитам, но их размещение внутри рудных тел закономерностей не имеет, также как и положение пустых прослоев. Распределение пустых прослоев, включенных в контур рудных тел, показывает, что основное их количество имеет мощность менее 1 м.

Линза 9 расположена на восточном фланге месторождения выше по разрезу Основной залежи и приурочена к прослою крупнозернистых лейкократовых пятнистых габбро. Она пересечена 6 скважинами, залегает субсогласно общей расслоенности пород, выходит на поверхность, по падению оконтурена и рассечена дайкой.

Внутреннее строение линзы неоднородное, обусловлено чередованием рудных тел и пустых прослоев. Максимальные размеры мощных рудных тел по простиранию и падению в линзе 9 составляют 300 и 80 м соответственно. Распределение рудных компонентов неравномерное. Средние содержания полезных компонентов в линзе: Pt – 2.75 г/т; Pd – 5.71 г/т; Au – 0.29 г/т; Cu – 0.082 %, Ni – 0.045 %.

В целом месторождение имеет сложное геологическое строение. Основное оруденение приурочено к верхней части РГ, сложенной различными породами. Оруденение связано с бедной сульфидной вкрапленностью, распределено неравномерно и не имеет геологических границ. Контуров рудных тел определяются только по результатам опробования, при этом их внутреннее строение сложное, с пустыми прослоями и невыдержанным качеством оруденения. В результате работ выявлена линзовидная форма рудных тел, залегающих субсогласно общей расслоенности с раздувами и пережимами мощности. При средней мощности рудных тел в первые метры размеры по простиранию изменяются от 30 до 400 м, по падению – от 30 до 250 м, преобладают мелкие рудные тела. Перечисленные особенности соответствуют четвертой группе сложности строения месторождений по классификации запасов.

Факторы, контролирующие размещение платинометалльного оруденения

1. Главной геологической структурой месторождения Восточное Чуарвы является расслоенный горизонт (РГ) вместе с подстилающим его горизонтом мелкозернистых пойкилитовых габброноритов, который протягивается через всю площадь месторождения и напоминает по своему строению НРГ, но является более примитивными по своему строению, дифференцированности и отсутствию выдержанных циклов. Мощность РГ с горизонтом мелкозернистых пойкилитовых габброноритов изменяется от 35 м на флангах месторождения до 100 м в центральной его части.

2. В подавляющем большинстве рудных пересечений установлено, что платинометалльная минерализация приурочена к верхней части РГ. Основная рудная залежь приурочена к кровле РГ, где установлено переслаивание пироксенитов, норитов, габброноритов и лейкократовых пятнистых габбро. Как и в НРГ, где в основании первого цикла пересечен характерный слой мелкозернистых пироксенитов с оливином мощностью до 10 м, на месторождении Восточное Чуарвы присутствует характерный горизонт мелкозернистых пойкилитовых габброноритов с оливином мощностью от 30 до 60 м. Эти слои хорошо фиксируются при полевой документации и являются маркирующими слоями, ниже которых платинометалльная минерализация отсутствует. Большая мощность мелкозернистых пойкилитовых габброноритов с оливином связана с быстрым остыванием поступившей порции более высокотемпературного магнезиального расплава на временное дно кристаллизующегося расплава, так как отток тепла был более интенсивным, чем в НРГ, в связи с близким расположением дна кристаллизации к подошве массива на месторождении Восточное Чуарвы. Этот же факт привел к более сложному линзовидному строению РГ, а следовательно, и рудных тел, к прерывистости оруденения, к более сложной морфологии рудных залежей и, как следствие, к отнесению месторождения к четвертой группе сложности по классификации, в то время как месторождение Киевской отнесено ко второй группе сложности.

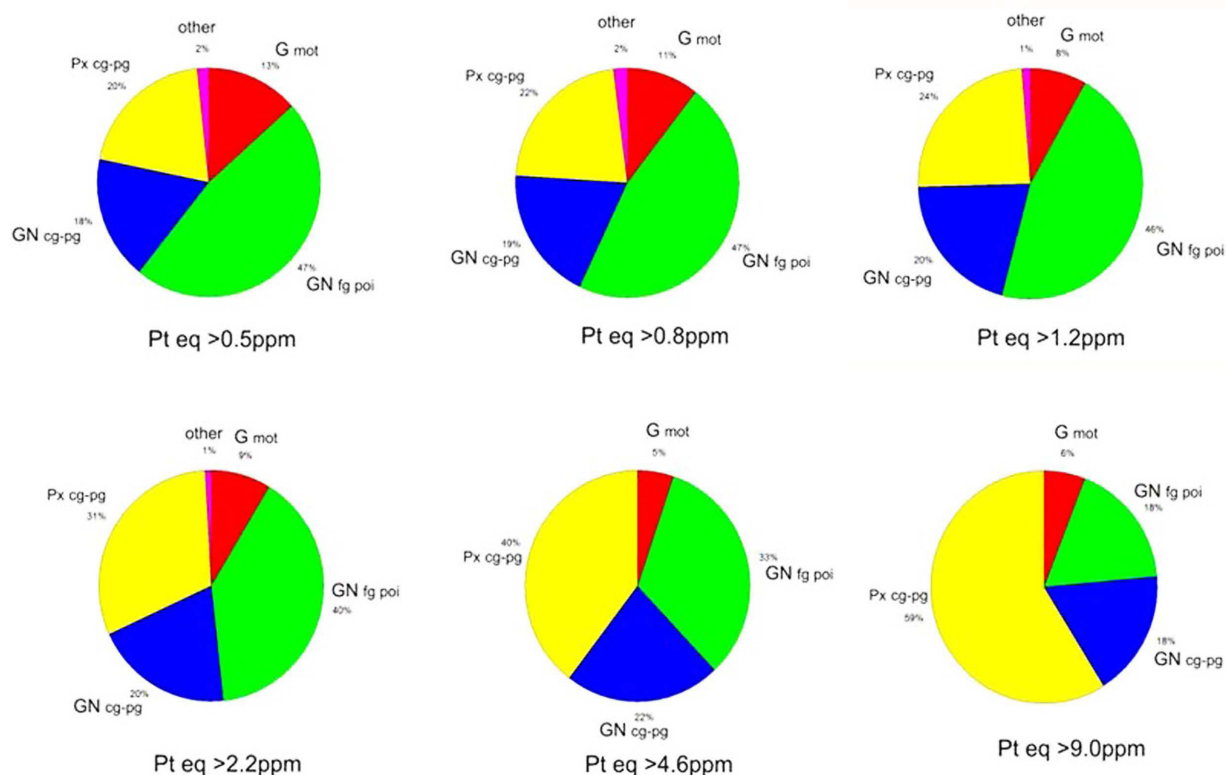


Рис. 11. Распределение образцов, содержащих ЭПГ, по различным критериям отбора среди петрографических видов.

G mot – пятнистые габбро и лейкогаббро, преимущественно крупнозернистые (плагиоклазовые кумуляты); GN fg poi – мелкозернистые пойкилитовые габбронориты (плагиоклаз-авгитовые кумуляты); GN cg-pg – крупнозернистые до пегматоидных габброноритов, обычно кварцсодержащие (плагиоклаз-ортопироксен-авгитовые кумуляты); Px cg-pg – Px преобладает, нориты, меланократовые габбронориты, плагиопироксениты (Orx или Орх – авгитовые кумуляты). Другие – полностью измененные, преимущественно тектонизированные породы неопределенного исходного состава.

3. На месторождении Восточное Чуарвы было изучено распределение рудных проб по основным петрографическим группам пород, участвующим в строении Основной рудной залежи (см. рис. 11).

Образцы с низким содержанием ЭПГ равномерно распределены среди всех литологических разновидностей пород. Высокие концентрации ЭПГ содержатся в грубозернистых и пегматоидных породах контрастного строения – кварцсодержащих габброноритах и, особенно, в норитах и пироксенитах (Казанов, Калинин, 2008).

Из диаграмм следует, что более богатая платинометалльная минерализация приурочена к крупнозернистым меланократовым норитам и плагиопироксенитам, так же как на месторождении Киевей.

4. Контроль распределения концентрации платиновых металлов зонами убогой сульфидной минерализации характерен для большинства платино-палладиевых месторождений, что определяет их принадлежность к типу малосульфидных месторождений ЭПГ. Платинометалльное оруденение месторождения Восточное Чуарвы также ассоциирует с убогой сульфидной медно-никелевой минерализацией, концентрация которой в два раза ниже по сравнению с месторождением Киевей, в то время как содержания ЭПГ в сульфидной фазе в четыре раза богаче по содержанию палладия и в восемь раз по содержанию платины.

Генезис месторождения

Геологическое строение месторождений Киевей и Восточное Чуарвы имеют между собой много похожих черт, прежде всего связь ЭПГ оруденения с расслоенными сериями пород контрастных по составу, приуроченность более богатых руд к меланократовым норитовым и пироксенитовым прослоям, обязательное присутствие оруденелых лейкократовых пятнистых габбро и т. д.

Магматическая модель с дополнительным внедрением более магнезиального состава свежего импульса магмы, имеющего более высокую температуру, в магматическую камеру на дно кристаллизующегося расплава хорошо объясняет появление зерен оливина в мелкозернистых быстро кристаллизующихся нижних частях инъекции свежей магмы, обогащенной ЭПГ, вероятно, в промежуточном очаге. Дальнейшая фракционная кристаллизация свежего импульса магмы остается недоиспользованной серой, и поэтому сульфидов в нижней и средней ее частях в породе нет. Одновременно расплав обогащается ЭПГ, так как Pt, Pd, Rh и Cu несовместимы с кристаллизующимися минералами. При последующей кристаллизации, магма достигает области насыщения сульфидом, и в верхней расслоенной части образуются капли сульфидов, обогащенные ЭПГ. Таким образом, здесь формируются линзовидные рудные тела месторождения Восточное Чуарвы.

Литература

1. Казанов О.В., Калинин А.А. Строение и МПГ минерализация Восточно-Панского расслоенного массива // Интеррег-Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта. Вып. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 56–67.
2. Корчагин А.У., Бакушкин Е.М., Виноградов Л.А., Карпов С.М., Медников А.И. Геологическое строение нижней краевой зоны массива Панских тундр и ее платинометалльное оруденение // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука. 1994. С. 100–106.
3. Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П., Рундквист Т.В., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Карпов С.М. Особенности геологического строения Федорово-Панского расслоенного массива и проявления платиновых металлов в его Восточной части // Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 2004. С. 143–152.
4. Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П., Минеев С.Д. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панской расслоенной интрузии: геологическое строение и минеральный состав руд // Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта ИНТЕРРЕГ-ТАСИС. Вып. II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 12–32.
5. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Латыпов Р.М., Осокин А.С., Субботин В.В., Карпов С.М. и Нерадовский Ю.Н. Кольская платинометалльная провинция: новые данные // Платина России. Кн. 1. М.: Геоинформмарк, 1999. С. 43–52.
6. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Фёдорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометалльное оруденение // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: Изд-во РАН, Отд-ние наук о земле, 2004. С. 175–186.
7. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
8. Li C., Maier W.D., de Wall S.A. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex: Thermodynamic calculations and new interpretations // Economic Geology. 2000. V. 96. P. 653–662.

ГЛАВА IV

ФЕДОРОВОТУНДРОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Федоровотундровский массив (ФТМ) является западной частью Федорово-Панского платиноносного расслоенного комплекса (ФПРК), залегающего вдоль границы между архейскими и раннепротерозойскими толщами в центральной части Кольского полуострова. В настоящее время, спустя почти 80 лет с начала поисково-оценочных работ на массиве, в его нижней части разведано крупное одноименное массиву месторождение элементов платиновой группы (ЭПГ) контактового типа (Schissel et al., 2002). Его мировыми аналогами являются такие известные контактовые месторождения, как Платриф Бушвельдского комплекса в ЮАР (Gain, Mostert, 1982; Buchanan, Rouse, 1984; Cawthorn et al., 1985; Harris, Chaumba, 2001), Суханко и Контиярви в комплексе Порtimo (Pijina, 1994) и месторождения краевых серий комплекса Койллисмаа (Pijina et al., 2001) в северной Финляндии, месторождения комплекса Ист Булл Лэйк в Канаде и другие. На Кольском полуострове к этому типу можно отнести «донные залежи» ЭПГ-оруденения в Мончегорском расслоенном комплексе (Гроховская и др., 2003). Формирование Федоротундровского месторождения связывается с поздней инъекцией магмы основного состава в придонную часть интрузива (Schissel et al., 2002; Грошев, 2010).

Геологическое строение Федоровотундровского массива

Интрузив Федоровой тундры представляет собой клиновидное в плане тело основных пород, падающее на юго-запад под различными углами и простирающееся в северо-западном направлении на расстоянии около 15 км (рис. 1). С северо-востока массив граничит с архейскими гранито-гнейсами, с юго-запада – с метавулканитами зоны Имандра-Варзуга. Границы массива являются тектоническими. Площадь массива составляет примерно 45 км², с северо-запада на юго-восток его видимая мощность изменяется от сотни метров до 5.5 км. Юго-восточная часть массива срезана Цагинским разломом.

Нижний контакт массива тектонизирован, в зоне контакта породы метаморфизованы, часто наблюдается развитие по этим породам сланцев и бластомилонитов. Около эрозионной поверхности массива его нижний контакт падает на юго-запад под углами 20–60°, в среднем 45–50°. Однако с глубиной поверхность контакта может принимать и более пологое положение, вплоть до горизонтального залегания или залегания с пологим падением на северо-восток на отдельных участках.

В строении ФТМ (рис. 1) выделяются серии пород – расслоенная и краевая. *Расслоенная серия* имеет видимую мощность до 4700 м и по типам кумулатов подразделяется на три зоны: ультрамафитовую (энстатитовые и оливин-энстатитовые кумулаты), нижнюю базитовую (энстатит-авгит-плагиоклазовые и плагиоклазовые кумулаты) и верхнюю базитовую (плагиоклазовые кумулаты). Нижний контакт расслоенной серии представляет собой своего рода «перевернутое стратиграфическое несогласие». Здесь расслоенная серия содержит многочисленные признаки воздействия на нее краевой серии. Повсеместно в краевой серии отмечаются эруптивные брекчии с обломками ультрамафитовых пород расслоенной серии. Грубая расслоенность нижних частей серии, а также один из маркирующих платиноносных рифов пересекается такситовыми породами краевой серии. Так, на одних участках массива такситовые габбронориты при переходе к нижней базитовой зоне сменяются вверх по разрезу мощным (50–100 м) слоем плагиоклазовых кумулатов, на других – энстатит-авгит-плагиоклазовыми кумулатами, что может быть объяснено различным уровнем интрузивного среза нижней базитовой зоны снизу. В плагиоклазовых кумулатах нижней базитовой зоны, в случае их контакта с мезократовыми такситовыми габброноритами, хорошо видны секущие

жилые тела последних с закаленными зальбандами (рис. 2). Породы краевой серии срезают С-риф нижней базитовой зоны, что хорошо видно на детальных геологических разрезах (рис. 3).

Ультрамафитовая зона (УЗ) выделяется в том месте массива, где расслоенная серия имеет наибольшую мощность, на участке Большой Ихтегипахк (рис. 1), и прослеживается по простиранию массива приблизительно на 1 км при мощности до 200 м. УЗ здесь представляет собой кучное

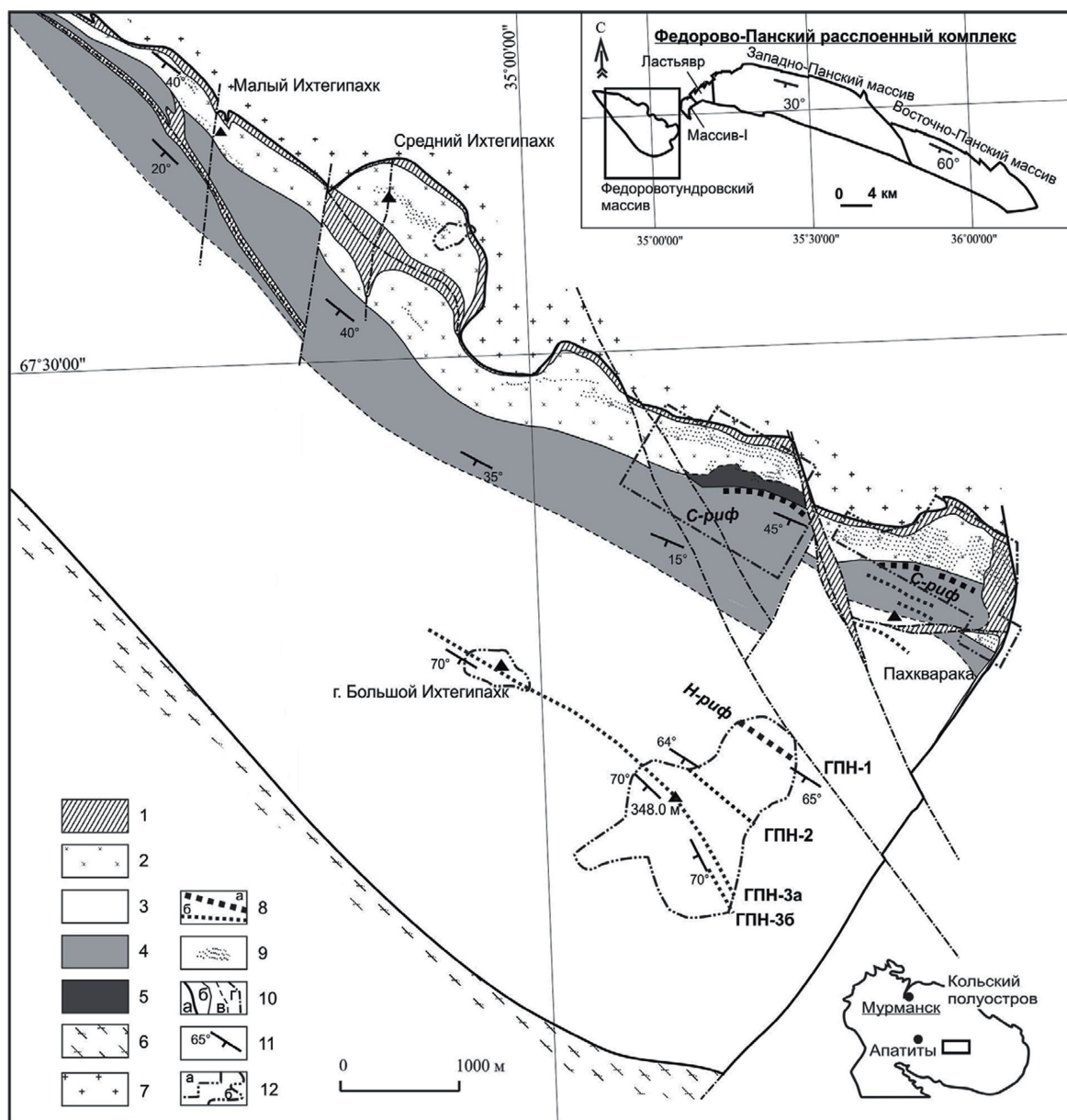


Рис. 1. Геологическая карта-схема массива Федоровой тундры (Грошев, Савченко, 2011).

1 – базиты, метаморфизованные вдоль разломов; 2 – краевая серия (такситовые нориты и габбронориты); 3–5 – расслоенная серия: 3 – верхняя базитовая зона (плагноклазовые лейкократовые кумулаты), 4 – нижняя базитовая зона (плагноклазовые лейко- и мезократовые кумулаты в чередовании с мезократовыми плагноклаз-энстатит-авгитовыми кумулатами); 5 – ультрамафитовая зона (энстатитовые и энстатит-оливиновые кумулаты); 6 – метавулканиты зоны Имандра-Варзуга; 7 – архейский фундамент; 8 – уровни развития оливиновых и плагноклаз-оливиновых мезократовых и меланократовых кумулатов: а – минерализованных ЭПГ (риффы), б – пустых; 9 – контактовая ЭПГ-минерализация; 10 а – контур массива, 10 б – границы пород, 10 в – предполагаемая граница между нижней и верхней базитовыми зонами, 10 г – разломы; 11 – залегание расслоенности; 12 – контуры наиболее изученных частей массива: детально разбуренные (а) и хорошо обнаженные площади (б).

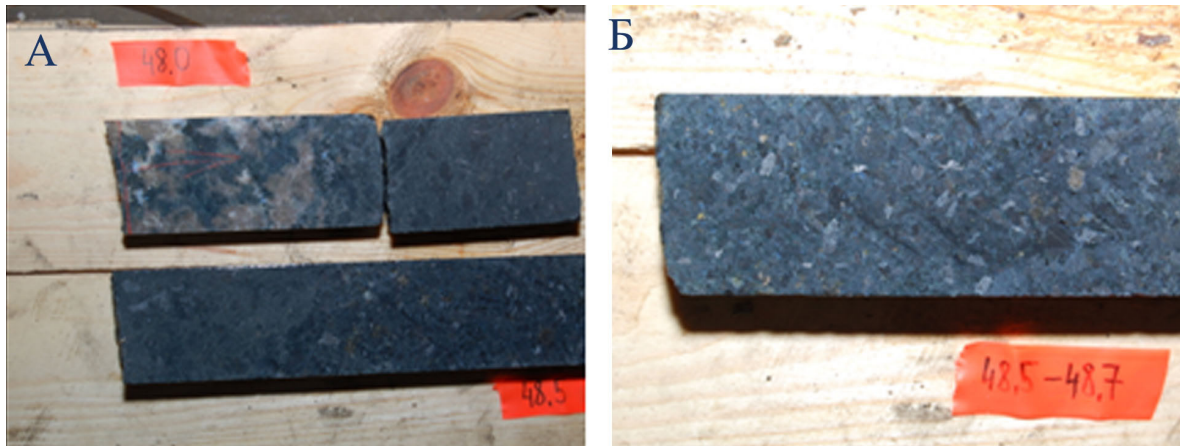


Рис. 2. Фотографии верхнего закаленного контакта (А, 48.15–48.35 м) жилы кварцевого меланократового норита с сульфидами (Б), секущего лейкогаббро рС НБЗ. Скважина ВГ-Ф-501, диаметр кернa 59 мм.

скопление крупных (до 50–100 м) обломков пироксенитов вблизи границы с вышележащей нижней базитовой зоной. На других участках массива породы УЗ наблюдаются в виде разрозненных обломков в матрице пород краевой серии на различном удалении от нижней базитовой зоны. Преобладающими породами зоны являются плагиоклазовые ортопироксениты и оливиновые пироксениты (энстатитовые кумулаты), помимо которых встречаются и гарбургиты (энстатит-оливиновые кумулаты).

Нижняя базитовая зона (НБЗ) представляет собой грубое линзовидно-ритмичное чередование лейкократовых и мезократовых габбро (плагиоклазовые кумулаты) и мезократовых габброноритов (энстатит-авгит-плагиоклазовые кумулаты). В месте контакта с нижележащей зоной наблюдается следующий разрез. Массивные полевошпатовые пироксениты УЗ резко сменяются вверх по разрезу ритмичным тонким чередованием гарцбургитов, троктолитов, оливиновых лейкогабброноритов и лейкогаббро, которое выделяется в виде *переходной подзоны* мощностью 5–10 м. В породах подзоны во всех ее пересечениях отмечаются повышенные содержания ЭПГ – С-риф (Грошев, 2010). Выше этой подзоны наблюдается обычное для НБЗ грубое чередование плагиоклазовых и энстатит-авгит-плагиоклазовых кумулатов.

Переходная подзона и С-риф являются маркерами, по которым можно определить залегание груборасслоенных пород НБЗ. Согласно геологическим разрезам, НБЗ вблизи контакта с краевой серией разбита на крупные, ограниченные разломами блоки, в различной степени погруженные по этим разломам в породы краевой серии. Углы залегания переходной подзоны меняются от блока к блоку от 50 до 15°, с тенденцией к уменьшению углов при движении на юго-запад.

Верхняя базитовая зона (ВБЗ) слагает большую часть массива и практически полностью состоит из лейкократовых плагиоклазовых кумулатов. Если учитывать только минеральный состав кумулуса пород, то ВБЗ представляется довольно однородной по внутреннему строению. Однако при более детальном подходе видно, что ВБЗ имеет нижнюю расслоенную и верхнюю однородную части. В расслоенной части ВБЗ развито своеобразное грубое чередование измененных и не измененных процессами автометаморфизма базитов, называемых лейкогаббро и лейкогабброноритами соответственно. В разрезе залегающей выше однородной части ВБЗ встречаются только лейкогаббро, прослоев оливинсодержащих пород не отмечается. Граница между расслоенной и однородной частями ВБЗ проходит по примерно по высотным отметкам г. Большой Ихтегипахк и 348.0 м.

Грубое линзовидно-ритмичное чередование в расслоенной части ВБЗ на нескольких уровнях разреза осложняется более тонким ритмичным переслаиванием с участием более меланократовых пород – появляются слои мезократовых и меланократовых троктолитов, плагиогарцбургитов. Уровни разреза с таким переслаиванием выделяются как горизонты повышенной неоднородности (ГПН), мощность которых колеблется от 3 до 50 м. Породы первого ГПН содержат ЭПГ-минерализацию рифового типа, известную как Н-риф (Грошев, Савченко, 2011). Троктолиты в этих горизонтах характеризуются отчетливой директивной текстурой, обусловленной вытянуты-

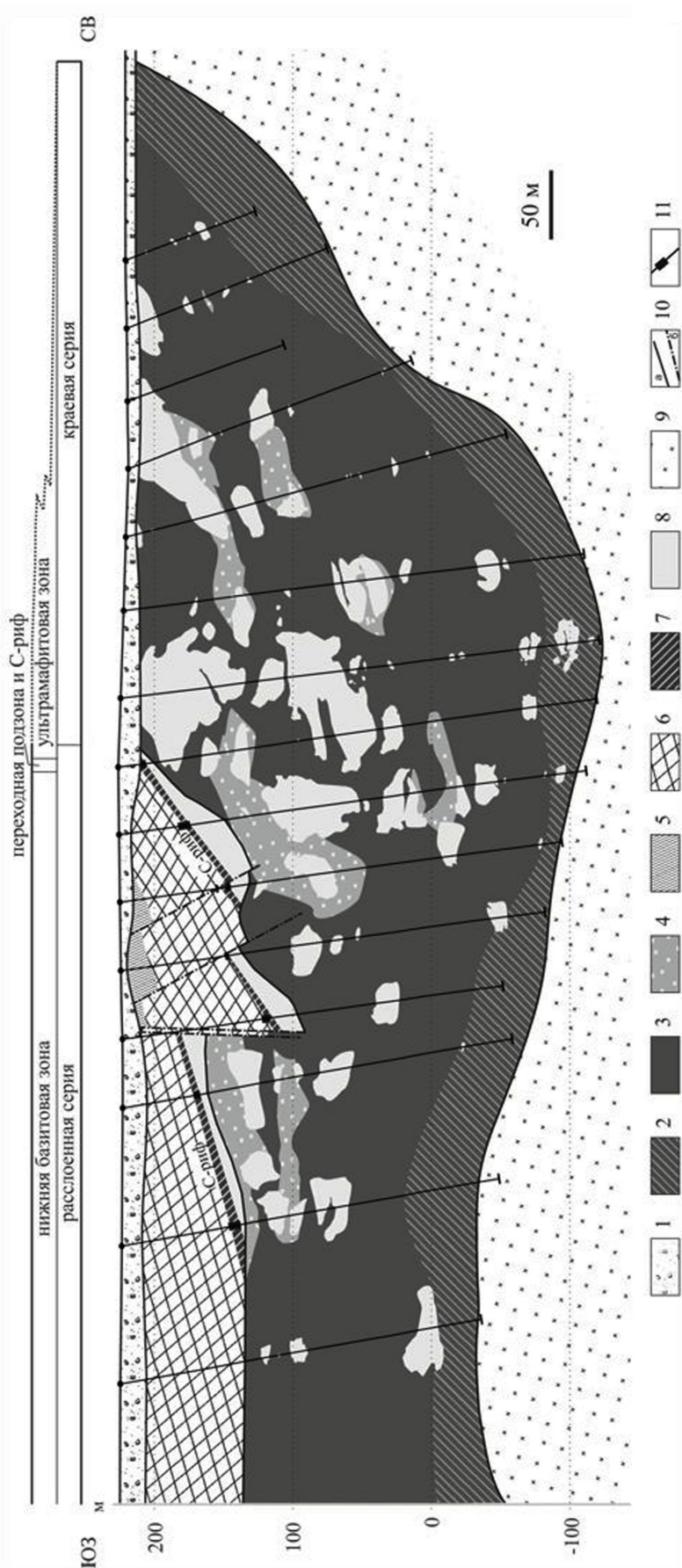


Рис. 3. Геологический разрез через нижние части массива Федоровой тундры (Грошев, Савченко, 2011).

1 – рыхлые моренные отложения; 2–4 – оруденелые породы крайовой серии: 2 – такситовые метабронориты, 3 – такситовые габронориты с подчиненными плагиопроксенитами бС, 4 – меланократовые такситовые нориты и габронориты, содержащие большое количество мелких обломков плагиопроксенитов (до 50 % в выделенном по скважине «слое»); 5–8 – расслоенная серия: 5 – габронориты рабС, 6 – лейкогаббро рСаб, 7 – переходная подзона НБЗ: чередование плагиоклазовых гарцбургитов оС, троктолитов роС и лейкогаббро рС, 8 – плагиопроксениты бС с подчиненными оливковыми пироксенитами бС и гарцбургитами обС; 9 – архейские гнейсы; 10 а – важнейшие геологические границы, 10 б – разломы; 11 – интервалы с минерализацией ЭПГ рифового типа (С-риф).

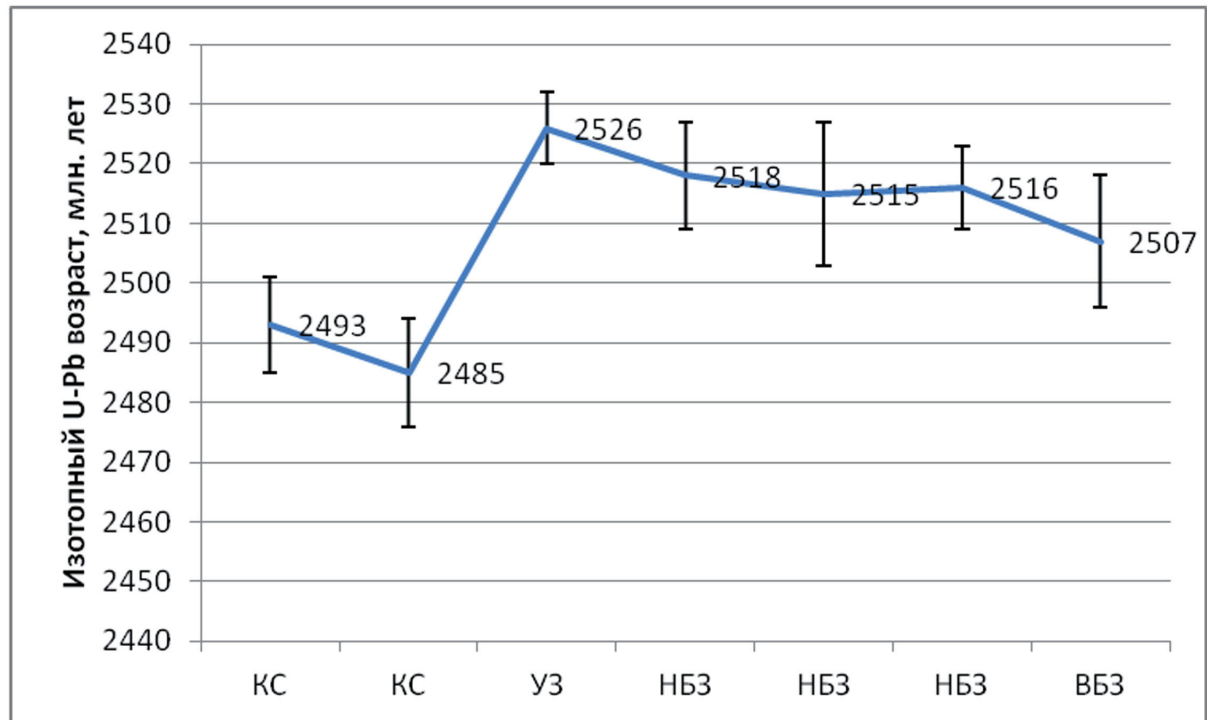


Рис. 4. Изотопные U-Pb возрасты по циркону для Федоровотундровского массива, данные из работы (Грошев и др., 2009)

КС – краевая серия; УЗ – ультрамафитовая зона; НБЗ – нижняя базитовая зона; ВБЗ – верхняя базитовая зона.

ми крупными зернами оливина. По ориентировке этой текстуры видно, что породы ВБЗ падают на юго-запад под углами 60–70°.

Различия в залегании пород НБЗ (углы падения 15–50°) и ВБЗ (60–70°) свидетельствуют о существовании в массиве двух структурных ярусов: нижнего (северо-восточного) и верхнего (юго-западного). Северо-восточный ярус характеризуется интенсивной тектоникой, обуславливающей блоковое строение этой части массива и сильно варьирующие углы залегания пород в пределах разных блоков. В юго-западном ярусе тектонические преобразования проявлены значительно слабее, породы залегают однообразно круто. Наличие в массиве двух структурных ярусов находит свое объяснение в рамках представлений о двухфазном образовании массива.

Краевая серия имеет крайне сложное неоднородное строение. Детальное описание серии дано ниже. Приведенная характеристика геологических соотношений различных серий массива, а также геохронологические данные (рис. 4) позволяют рассматривать расслоенную серию как более древнюю первую фазу внедрения массива (2526–2507 млн лет), а рудоносную краевую серию – как наложенную вторую интрузивную фазу (2491–2485 млн лет).

Геология краевой серии

Краевая серия слагает нижний северо-восточный край массива и протягивается на всю его длину, образуя желобообразные углубления в породах фундамента шириной до 1.5 км (см. рис. 1, 3). Мощность серии колеблется от первых десятков метров на участке выклинивания массива на северо-западе до 800–900 м в местах желобообразных углублений и в среднем составляет около 250 м. Указанные изменения положения контактовой поверхности, как в плане, так и на глубине свидетельствуют об извилистой в целом форме поверхности нижнего контакта интрузива, которая осложнена углублениями в фундаменте, появившимися, по-видимому, в результате магматической эрозии вмещающих пород.

Собственно краевая серия состоит преимущественно из такситовых базитов различного минерального состава, среди которых преобладают габбронориты. Наиболее ярким признаком пород кра-

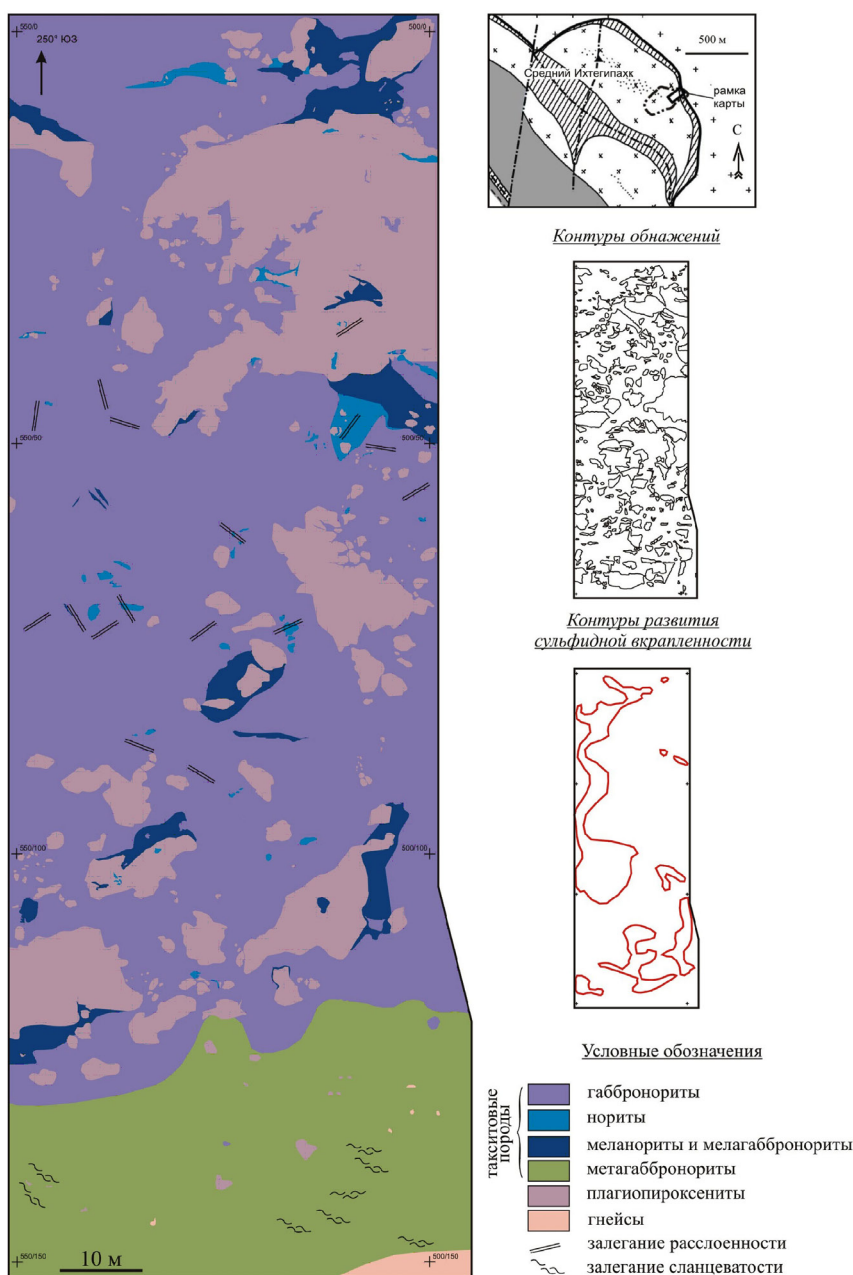


Рис. 5. Схематическая геологическая карта детального участка на восточном склоне Среднего Ихтегипахка (Грошев, 2010).

евои серии, позволяющим проводить ее выделение, является их такситовость. Последняя преимущественно обусловлена резкими колебаниями размеров минеральных зерен в породах. В пределах относительно небольших участков породы можно видеть габбронориты мелкозернистого, среднезернистого, крупнозернистого и пегматоидного сложения, которые незакономерно чередуются между собой. Такой тип такситовости пород (англ. – *vary-textured*) наиболее широко развит в породах краевой серии, и его принято называть структурным. Среди других разновидностей пород часто встречаются такситовые нориты, меланократовые нориты, меланократовые габбронориты; реже – оливиновые габбронориты, троктолиты, лейкогаббро и лейкогаббронориты. Незакономерное чередование маломощных участков этих пород между собой и с такситовыми габброноритами обуславливают конституционную такситовость в породах краевой серии. К дополнительным признакам пород краевой серии можно отнести частое присутствие в них интерстициальных зерен голубого кварца и сульфидной вкрапленности, которые в породах расчлененной серии встречаются крайне редко.

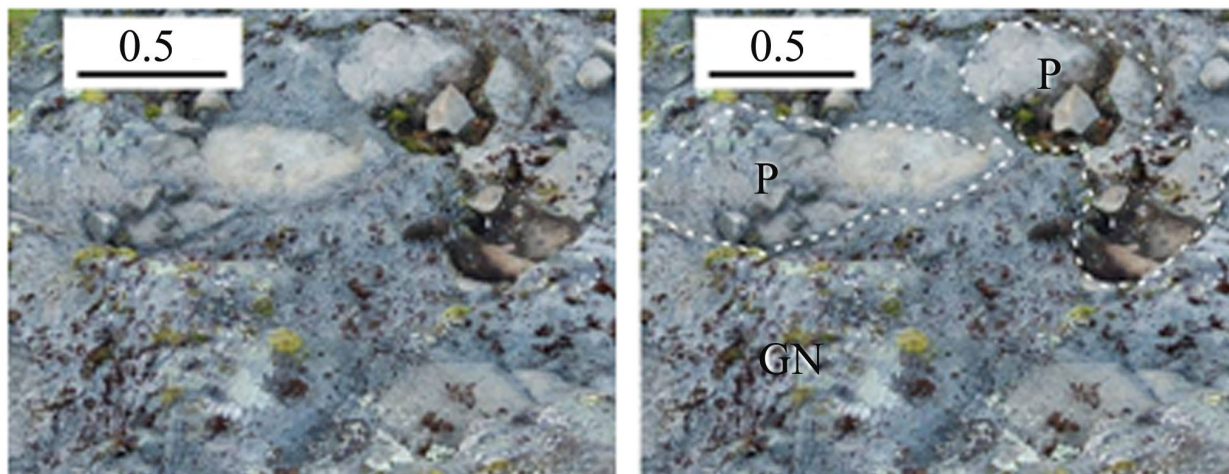


Рис. 6. Фотография эруптивной брекчии с обломками пироксенитов (P) и цементом из такситовых габброноритов (GN), уч. Ср. Ихтегипахк.

В краевой серии широким распространением пользуются тела ультрамафитов различных размеров, преимущественно сложенные полевошатовыми ортопироксенитами, в меньшей степени оливковыми пироксенитами и гарцбургитами (рис. 3, 5, 6, 7). Резкие разнообразно ориентированные контакты этих тел с вмещающими габброноритами, наличие внутренней расслоенности, залегающей несогласно с общей структурой массива, позволяют интерпретировать их как ксенолиты, представляющие собой (по Е.К. Козлову) самую раннюю интрузивную фазу массива (Козлов, 1973). Однако по полученным в последнее время данным детального бурения в месте скопления крупных обломков ультрамафитов на участке Большой Ихтегипахк данные тела могут быть отнесены к расслоенной серии массива, в которой они слагают залегающую в ее основании и в настоящее время практически полностью переработанную ультрамафитовую зону.

Как уже отмечалось, такситовые базиты краевой серии характеризуются присутствием в них сульфидной вкрапленности. Вкрапленность сульфидов закономерно рассеяна в такситовых породах, встречается на всем протяжении краевой серии как по простиранию, так и по падению и наиболее характерна для пород с высокой степенью структурной такситовости. В северо-западной части краевой серии, на участках Малый и Средний Ихтегипахк, породы с сульфидной вкрапленностью содержат небольшие количества ЭПГ, редко достигающие первых граммов на 1 т. В юго-

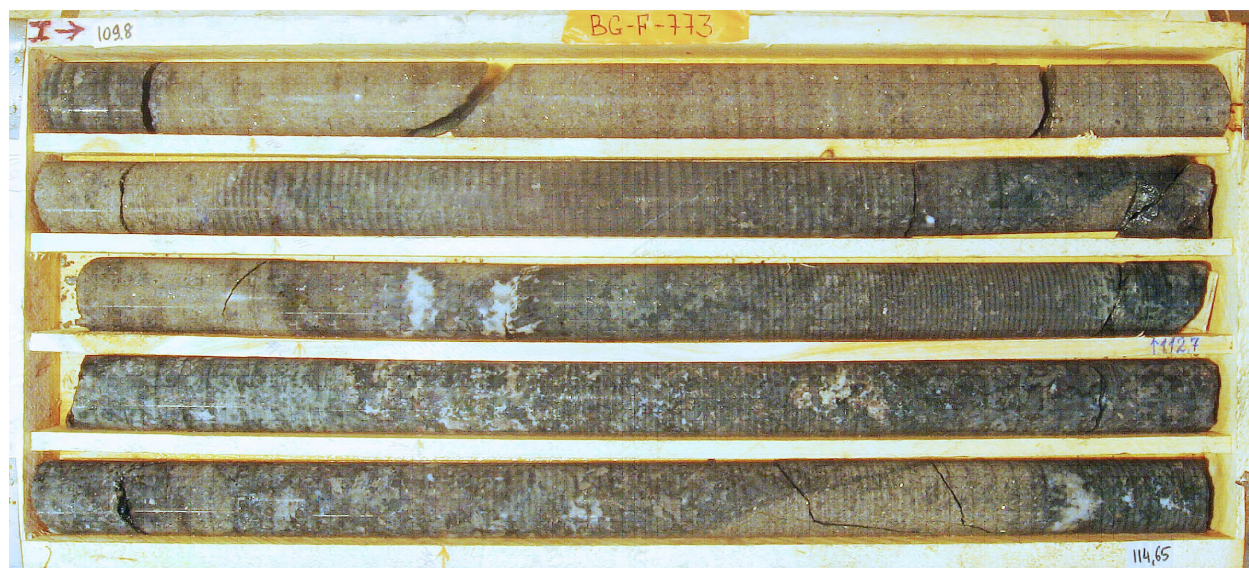


Рис. 7. Фотография обломков пироксенитов в матрице такситовых габброноритов, керн по инт. 109.8–114.65 м скважины BG-F-773 (Большой Ихтегипахк).

восточной части, на участках Большой Ихтегипахк и Пахкварака, эти содержания становятся средними при максимальных концентрациях, достигающих первые десятки граммов на 1 т. Данное ЭПГ-оруденение относится к контактовому типу (Schissel et al., 2002). Мощности минерализованных интервалов пород могут превышать 200 м. На юго-восточных участках краевой серии разведано Федоровотундровское месторождение Cu, Ni, Au, Pt и Pd.

Верхняя граница краевой серии проводится нами по исчезновению из разреза преобладающих такситовых пород и, согласно данным по различным участкам массива, является слабо проявленным в макромасштабе и более отчетливо видимым в мегамасштабе интрузивным контактом. По совокупности геологических признаков краевая серия может рассматриваться как вторая из двух фаз внедрения массива.

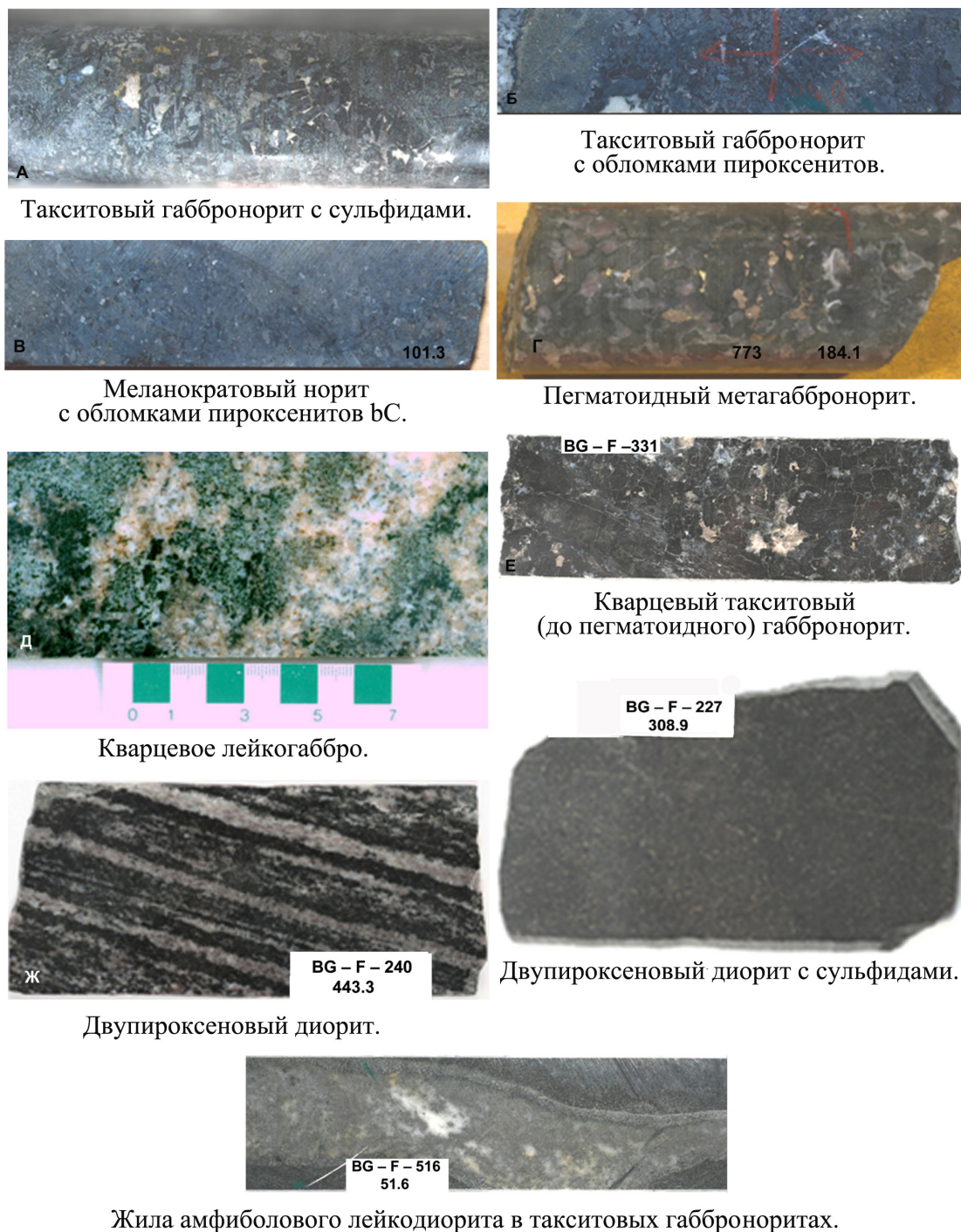
Важной чертой нижнего контакта массива Федоровой тундры является наличие разнообразных диоритов, которые имеют сложную генетическую связь с массивом и встречаются в его нижней приконтактной части и в породах фундамента. Можно выделить комплексы гибридных пироксеновых диоритов и амфиболовых диоритов-мобилизатов.

Пироксеновые диориты встречены в нескольких скважинах на участках Большой Ихтегипахк и Пахкварака (скважины BG-F-240, BG-F-241, BG-F-243, BG-F-228 и др.). Позиция пироксеновых диоритов во всех скважинах одинакова: ниже уровня предполагаемого пологого контакта массива на глубинах 200–300 м такситовые породы краевой серии постепенно сменяются вниз по разрезу мелко-среднезернистыми тонкополосчатыми, иногда брекчиевидными диоритами. Полосчатость в диоритах утыкается в поверхность предполагаемого контакта массива под углами 50–70°. Все скважины, вошедшие в эти породы, не достигают контакта с гнейсами, перебурены на 100–200 м ниже предполагаемого контакта массива и закрыты в диоритах при достижении технически возможной глубины бурения. Пироксеновые диориты по своему облику сильно напоминают базиты краевой серии: плагиоклаз в них имеет темную окраску; часто встречается голубой кварц и спорадически сульфидная вкрапленность, содержащая ЭПГ. Основным минералогическим отличием этих диоритов от базитов краевой серии является состав плагиоклаза, соответствующий в диоритах андезину. По составу диориты разделяются на габбронорит-диориты, лейкогаббронорит-диориты, лейконорит-диориты и др. Определение возраста этих пород U-Pb методом по цирконам дало два значения – 2822 ± 20 и 2773 ± 8 млн лет (Ниткина и др., 2005), соответствующие различным этапам архейского метаморфизма во вмещающих гнейсах. Эти породы интерпретируются нами как результат гибридизма между магмой массива и вмещающими породами.

Амфиболовые диориты ранее детально изучались Н.Г. Старицыной и были отнесены к завершающей фазе внедрения массива (Старицына, 1958). Эти породы образуют субсогласные пластовые тела в зоне контакта массива с архейскими гнейсами и секущие ветвящиеся дайки среди пород краевой серии и вмещающих гнейсов. Вероятнее всего, генезис амфиболовых диоритов связан с эффектом мобилизации пород фундамента после их частичного или полного переплавления при внедрении интрузива. Такой эффект широко проявлен в других частях ФПРК (Грошев, 2006).

Петрографическая характеристика

Краевая серия отличается большим разнообразием петрографических и кумулятивных разновидностей пород, которые обладают одним общим свойством – неоднородностью по зернистости и минеральному составу, называемой соответственно структурной и конституционной такситовостью. Структурная такситовость пород выражается в незакономерном чередовании в пределах относительно небольших участков породы мелкозернистых, среднезернистых, крупнозернистых и пегматоидных разновидностей (рис. 8). Большая часть пород краевой серии являются структурными такситами. Конституционная такситовость определяется частым незакономерным чередованием пород, отличающихся по минеральному составу и типу кумулата (рис. 9). Конституционные такситы чаще встречаются вблизи обломков пород ультрамафитовой зоны, вокруг которых они образуют своего рода ореолы (рис. 5). Эти особенности пород краевой серии исключают возможность установления в ней стратификации как по минеральному составу, так и по кумулульным парагене-



Такситовый габбронорит с сульфидами.

Такситовый габбронорит с обломками пироксенитов.

Меланократовый норит с обломками пироксенитов bC.

Пегматоидный метагаббронорит.

Кварцевое лейкогаббро.

Кварцевый такситовый (до пегматоидного) габбронорит.

Двупироксеновый диорит.

Двупироксеновый диорит с сульфидами.

Жила амфиболового лейкодиорита в такситовых габброноритах.

Рис. 8. Фотографии пород краевой серии и диоритов. Диаметр зерна 59 мм.

зисам. Большой объем новых геологических данных (рис. 3, 5) не подтверждает расслоенное строение такситовых пород, как предполагалось (Schissel, 2002), поэтому краевая серия рассматривается здесь как однородно-неоднородная толща, не расчленяемая ни по минеральному составу пород, ни по типам кумулатов.

В краевой серии встречаются в порядке убывания по распространенности следующие породы: габбронориты (pabC, pbaC, pbC, bC, pC), нориты (pbC, bC), габбро (pabC, pC), оливиновые габбронориты (орabC, ораC) и троктолиты (орC), анортозиты (pC).

Габбронориты (рис. 8) образуют меланократовые, мезократовые, лейкократовые разновидности. Преимущественно встречаются мезократовые, а меланократовые разновидности тяготеют к обломкам ультрамафитов. Габбронориты это коричневато-серые, темно-серые породы со структурно-

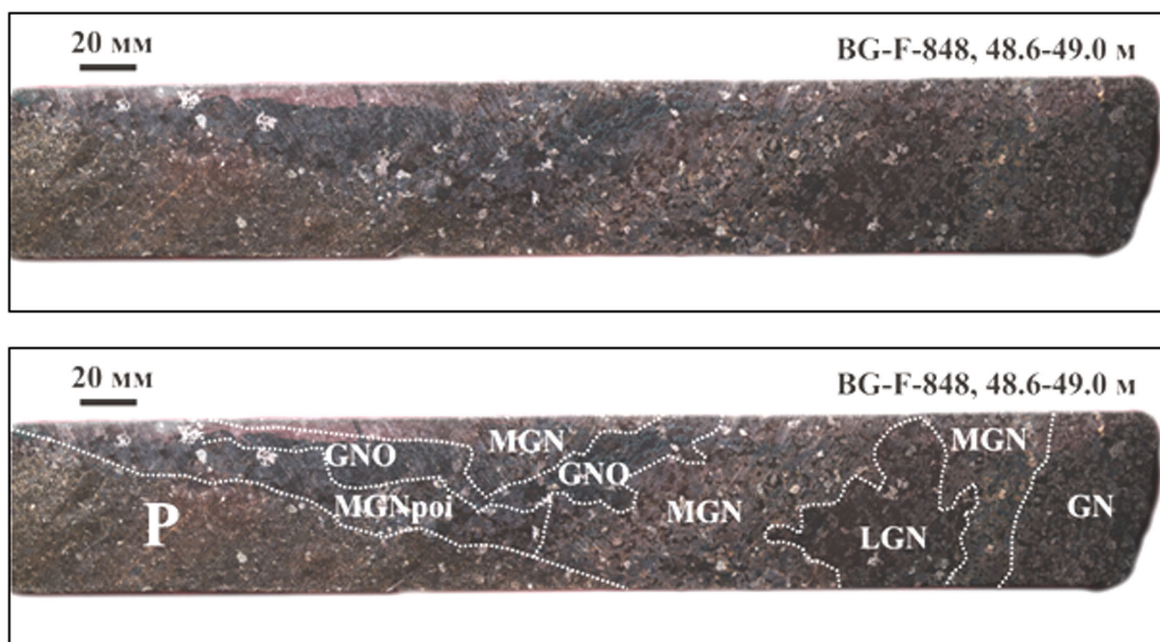


Рис. 9. Распределение кумулатов в конституционных такситах краевой серии.

P – обломок пироксенита bc , MGN – меланократовый габбронорит bcap , MGNpoi – пойкилитовый меланогаббронорит capCb , GNO – оливиновый габбронорит obapC , GN – мезократовый габбронорит pabC , LGN – пойкилитовый лейкогаббронорит pCab . Диаметр зерна 59 мм.

такситовой, массивной, трахитоидной или полосчатой текстурой. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (25–85 %), ромбический (22–40 %) и моноклинный (17–35 %) пироксены. Плагиоклаз представлен близкими к идиоморфным кристаллами удлиненно-таблитчатого габитуса. В неизменных габброноритах плагиоклаз замутнен механической примесью оксидов железа и имеет темный, до черного цвет, в шлифе же окраска его – от светло-буроватой до бурой. По составу плагиоклаз отвечает лабрадору-битовниту (№ 51–74 %). Энстатит легко распознается в шлифе по характерному бронзовому цвету зерен и совершенной спайности. В шлифе энстатит бесцветен или слабо плеохроирует в розоватых тонах. Железистость пироксена составляет 17–26 %. Часто энстатит содержит мелкие каплевидные, пластинчатые, округлые выделения моноклинного пироксена, образующие структуры распада твердых растворов. Авгит в габброноритах образует призматические, овальные или неправильной формы зерна. Часто встречаются простые двойники. В шлифе авгит бесцветен или имеет слабую светло-зеленую окраску. Железистость авгита меняется в пределах 17–23 %. В качестве второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют кварц, сульфиды, магнетит, хлорит, апатит, гранат, минералы группы эпидота.

Нориты (рис. 8) представлены мезократовыми и меланократовыми разновидностями. Встречаются преимущественно вблизи обломков ультрамафитов. По соотношению между пироксенами образуют постепенные переходы с габброноритами. Нориты – темно-серые с буроватым оттенком породы с такситовой и массивной текстурой. Структура аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Нориты сложены плагиоклазом (20–60 %), ромбическим (30–65 %) и моноклинным пироксенами (10–20 %), присутствуют сульфиды, кварц, актинолит, хлорит, апатит. Плагиоклаз (лабрадор-битовнит с № 58–72) по морфологии выделения аналогичен плагиоклазу габброноритов, описанных выше. Он образует широко таблитчатые кристаллы, незональные, полисинтетически сдвойникованные, в шлифе окрашенные в буроватый цвет, а макроскопически – совершенно черные. Ромбический пироксен в норитах количественно значительно преобладает над моноклинным и может составлять до 65 % объема породы, образует близкие к идиоморфным призматические кристаллы. Моноклинный пироксен слагает ксеноморфные выделения и зерна

неправильной формы. В отдельных случаях ксеноморфные и идиоморфные призматические зерна моноклинного пироксена встречаются совместно.

Габбро (рис. 8) представлено преимущественно среднезернистыми разностями мезократового и лейкократового состава. Габбро представляет собой мелко- или крупнопятнистую породу серого или светло-серого цвета. Размер светлых и темных участков породы варьирует от 3–4 мм до 8–9 см. Светлые участки породы сложены плагиоклазом и кварцем, темные участки – амфиболом и плагиоклазом. Наиболее лейкократовые разновидности габбро могут быть выделены как *анортозиты*. Структура породы габбровая, бластогаббровая, пойкилитовая, участками – нематобластовая. Текстура пятнистая, с элементами сланцеватой. Породы претерпели интенсивные автометаморфические преобразования. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (60–95 %) и актинолит (5–40 %). Плагиоклаз (лабрадор, № 50–65) образует таблитчатые полисинтетически сдвойникованные кристаллы размером 2–6 мм, осветленные, частично или полностью замещенные сосюритовым агрегатом. Актинолит образует псевдоморфозы по пироксенам и нематобластовые агрегаты. Весьма вероятно, что актинолит развивается по двум пироксенам, так же как в лейкогаббро pCav расслоенной серии. Однако здесь отмечаются только единичные реликтовые зерна авгита. В габбро также содержатся хлорит, роговая обманка, магнетит, сульфиды, кварц.

Оливиновые габбронориты и троктолиты – это относительно равномернотернистые темные породы мезократового состава. Встречаются нечасто, в основном вблизи обломков ультрамафитов. Структуры пород: габбровая, келифитовая, пойкилитовая. Минеральный состав: оливин – 15–45 %, энстатит – 3–30 %, плагиоклаз – 40–50 %, авгит – 2–23 %; присутствуют хлорит, амфибол, серпентин, магнетит, тальк, эпидот. Сульфиды встречаются редко.

Таким образом, проведенные петрографические исследования и обобщение литературных данных выявляют в расслоенной серии 7 типов кумулатов – bC, rabC, pC, boC, oC, opC, orabC. Эти кумулаты образуют слои и линзы различной мощности (от 2 см до сотен метров). Наиболее распространенными являются pC, rabC и bC. В краевой серии устанавливается такое же количество типов кумулатов (rabC, rbaC, pbC, bC, pC, orabC и opC) при наиболее распространенных rabC, rbaC. При этом в пространстве разнообразия кумулатов в краевой серии не обуславливает ее расслоенность. Краевую серию можно охарактеризовать как эруптивную брекчию с обломками ультрамафитов и цементом из такситовых пород, вариации минерального и кумулятивного состава которых связаны в пространстве с расположением обломков – к ним тяготеют более меланократовые обогащенные ортопироксеном и/или оливином кумулаты. Высокая неоднородность краевой серии подчеркивается также тем, что в ней при мощности в 200–300 м устанавливается такое же количество типов кумулатов, как и в расслоенной серии, мощность которой более 4000 м.

Отдельно рассматриваются гибридные пироксеновые диориты и жильные амфиболовые диориты.

Пироксеновые диориты – собирательное название для комплекса пород, которые имеют типичную геологическую позицию. Они залегают под породами краевой серии, где отмечены вблизи забоя ряда скважин, перебуренных ниже предполагаемого контакта массива. Эти диориты представляют собой мелко- и тонкозернистые породы черного цвета (рис. 8) или породы с чередованием черных и светло-серых полос мощностью 1–5 мм (рис. 8). Текстуры пород разнообразны: встречены массивная, брекчиевидная, полосчатая, тонкополосчатая, шпировидная текстуры. Структура пород габбровая, гипидиоморфнозернистая. Отмечаются следующие разновидности диоритов: а) гиперстен-авгитовые магнетитовые диориты, тонко- мелкозернистые, мезократовые с биотитом и кварцем; б) гиперстен-авгитовые с роговой обманкой, биотитом и магнетитом; в) кварцевые диориты, мелкозернистые, мезократовые с апатитом и гранатом; г) авгитовые диориты, мелкозернистые, мезократовые, с биотитом кварцем, магнетитом и гиперстеном; д) роговообманковые кварцевые диориты, мелкозернистые, лейкократовые с биотитом и апатитом; е) кварцевые диориты, мелкозернистые, лейкократовые с амфиболом и альбитом; ж) гиперстеновые диориты, мелкозернистые, лейкократовые с биотитом, кварцем и апатитом. Присутствующий во всех разновидностях

диоритов плагиоклаз отвечает по составу андезину, иногда лабрадору (№ 30–56). Железистость авгита составляет 25–27 %, энстатита – 31 %.

Амфиболовые жильные диориты и их кварцевые разности встречаются как в виде субсогласных пластовых тел в зоне контакта массива с архейскими гнейсами, так и в виде секущих ветвящихся даек среди пород краевой серии (рис. 8). Диориты и кварцевые диориты характеризуются наличием первичногнейсовой текстуры (Старицына, 1958), которая местами переходит в массивную. В отличие от пластовых тел диориты в дайках обладают преимущественно массивной текстурой, которая по мере приближения к их краям постепенно переходит в гнейсовидную. Геологические данные (Старицына, 1958) свидетельствуют о том, что диориты пластовых тел, залегающих на контакте массива, и диориты, образующие разветвленную сеть даек, генетически связаны и являются единым геологическим образованием. Количественно-минеральный состав амфиболовых диоритов следующий: плагиоклаз (№ 26–36) – 30–80 %, кварц – 2–25 %, актинолит – 5–21 %, биотит – 0–5 %; встречаются гранат, эпидот, апатит. Развита гипидиморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая структуры с участками гранобластовой и нематобластовой структур.

Совокупность геологических и петрографических данных позволяет предполагать, что пироксеновые диориты, по-видимому, генетически связаны с первой фазой внедрения массива, и являются результатом гибридного взаимодействия архейских гнейсов и родоначальной для расслоенной серии магмы. Об этом свидетельствует утыкание полосчатости пироксеновых диоритов в поверхность нижнего контакта краевой серии, означающее, что эти породы образовались до внедрения магмы второй фазы. Абсолютный возраст пироксеновых диоритов, определенный U-Pb методом, составляет 2822 ± 20 и 2773 ± 8 млн лет (Ниткина и др, 2005) и является, по-видимому, унаследованным от архейских гнейсов. Жильные диориты, поскольку они секут породы краевой серии, можно рассматривать как результат мобилизации пород фундамента при внедрении магмы второй фазы.

ЭПГ-минерализация Федоровотундровского месторождения

ЭПГ-минерализация Федоровотундровского месторождения связана с убогой сульфидной вкрапленностью (до 0.3–2.0 об. % сульфидов), содержащейся в различных породах краевой серии массива, преимущественно в такситовых базитах. Сульфидная минерализация распределена в пределах серии крайне неравномерно. Сульфиды располагаются в ней как бы отдельными «струями», «линзами» и «столбами» (рис. 5). Между участками пород с минерализацией располагаются безрудные породы. По разрезу серии мощности минерализованных сульфидами пород изменяются от первых метров до первых сотен метров. Протяженность минерализации по простиранию в случае ее «линзовидной» в общем формы находится в грубой зависимости от ее максимальной мощности и превышает мощность приблизительно на порядок (отношение мощность/протяженность ~ 10–15). В целом, сульфидная минерализация краевой серии прослежена вдоль лежащего бока массива более чем на 10 км.

Морфологически оруденение представлено тонкой, неравномерной интерстициальной сульфидной и сульфидно-оксидной вкрапленностью и минерализацией вкрапленно-гнездового типа с фрагментами прожилково-вкрапленных текстур. Локально, в интервалах до нескольких десятков сантиметров, распространены густовкрапленные руды. Иногда встречаются сульфидные жилы и гнезда брекчиевидного и массивного сложения. Мощность таких тел сульфидов, как правило, не превышает нескольких сантиметров, в редких случаях может составлять первые метры, например, Е.К. Козлов описывает гнездо сульфидов размером до 3 м (Козлов, 1973).

В северо-западной части краевой серии, на участках Малый и Средний Ихтегипахк, породы с сульфидной вкрапленностью содержат небольшие количества ЭПГ, редко достигающие первых граммов на 1 т; мощности минерализованных интервалов не превышают 10 м. В юго-восточной части серии породы с ЭПГ-содержащей сульфидной вкрапленностью образуют залежи мощностью до 200 м, содержания в первых граммах на 1 т становятся средними, а максимальные концентрации достигают первых десятков граммов на 1 т. На участках Большой Ихтегипахк и Пахкварака (рис. 1) разве-

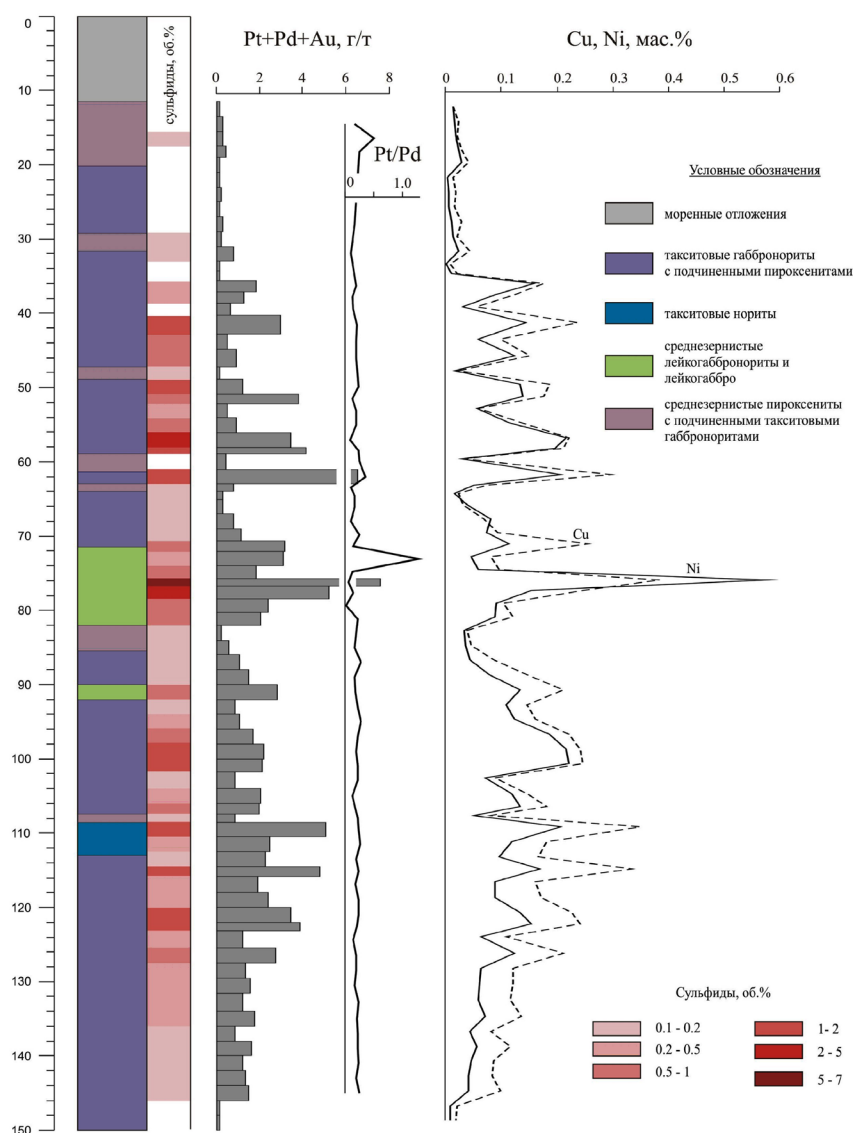


Рис. 10. Распределение сульфидной минерализации, концентраций ЭПГ, Au, Cu, Ni по разрезу краевой серии на участке Большой Ихтегипахк (скважина Р-106) (по Schissel et al., 2002) с изменениями.

дано Федоровотундровское месторождение Cu, Ni, Au, Pt и Pd. Распределение концентраций ЭПГ по разрезу месторождения показано на колонке к скважине Р-106 (рис. 10).

Геохимические особенности ЭПГ-минерализации изучены по данным результатов анализа керновых проб на Au, Pt, Pd, Cu и Ni по участкам Большой Ихтегипахк и Пахкварака (данные ОАО «Пана»). Рассчитанные по этим данным средние геохимические параметры для различных типов пород приведены в таблице.

Ряд пород от гарцбургитов до анортозитов (табл.) представляет собой петрографическое разнообразие такситовой зоны краевой серии. Очевидно, что первые две петрографические категории (гарцбургиты и пироксениты) сами по себе не имеют генетического отношения к краевой серии – это кумулаты расслоенной серии, не содержащие сульфидной и платинометалльной минерализации. Присутствие их в таблице объясняется тем фактом, что как гарцбургиты, так и пироксениты развиты в такситовой зоне в виде обломков, которые, как правило, инъецированы минерализованными такситами (габброноритами, норитами и мелагабброноритами). Последние образуют в них неправильной формы жильные тела мощностью от первых сантиметров до первых метров,

наличие которых при разделении проб по петрографическим группам не учитывалось. Иными словами, ЭПГ в выделенных в таблице гарцбургитах и пироксенитах приурочены к секущим их такситовым норитам и габброноритам, содержащим сульфидную вкрапленность.

Вышеизложенные соображения совместно с данными таблицы позволяют заключить, что в такситовой зоне краевой серии ЭПГ-минерализация в 90 % случаев сосредоточена в такситовых норитах и габброноритах, а также в их меланократовых и метаморфизованных разностях. Минерализованные ЭПГ оливинсодержащие габбронориты, лейкогаббро, анортозиты и богатые сульфидные руды редки и в сумме составляют менее 10 % от общего объема минерализованных пород. ЭПГ-оруденение в зоне пироксеновых диоритов проявлено локально, отмечаются лишь отдельные маломощные рудные пересечения преимущественно на участке Пахкварака.

Средние суммарные содержания платиноидов в породах изменяются в пределах от 1.3 до 3.0 г/т, а в пробах, содержащих богатые сульфидные руды, достигают 7.2 г/т (табл.). Для характеристики

Таблица. Средние геохимические параметры контактовой ЭПГ-минерализации в зависимости от типа рудоносных пород краевой серии

Типы пород	Au	Pt	Pd	Cu	Ni	2ЭПГ+Au	Pt/Pd	Cu/Ni	Кол-во проб	Кол-во в % от общего числа проб
	г/т									
GAR*	0.08	0.3	1.1	825	905	1.5	0.24	1.0	383	2.5
P*	0.06	0.2	1.0	792	574	1.3	0.22	1.5	1885	12.5
GN(O)	0.11	0.4	1.6	1005	765	2.2	0.24	1.3	152	1.0
GN	0.08	0.3	1.3	1120	674	1.6	0.22	1.8	8209	54.5
MGN	0.08	0.3	1.2	1086	594	1.6	0.24	1.9	2915	19.4
LG	0.08	0.3	1.3	1148	640	1.7	0.23	1.9	1273	8.5
AN	0.09	0.6	2.3	1362	728	3.0	0.22	1.9	13	0.1
DIO	0.09	0.4	1.5	1413	775	1.9	0.24	1.9	163	1.1
SU	0.14	1.4	5.7	5685	7755	7.2	0.20	0.9	63	0.4
Сумма									15056	

Примечание. Рассчитаны для проб с содержанием $\Sigma(\text{Au,Pt,Pd}) > 0.5$ г/т (база данных ОАО «Пана»). Коды пород: GAR – гарцбургиты и оливиновые пироксениты с жилами GN; P – пироксениты и плагиоипироксениты с жилами GN; GN(O) – оливинсодержащие габбронориты; GN – такситовые габбронориты, а также такситовые нориты, меланориты и мелагаббронориты; MGN – метаморфизованные разности GN; LG – «лейкогаббро»; AN – анортозиты; DIO – пироксеновые диориты; SU – густовкрапленные, брекчиевидные и массивные сульфиды в краевой серии. Знаком * помечены петрографические группы, в которых минерализация связана не с обозначенными породами расслоенной серии, а с секущими их такситовыми базитами.

ЭПГ-минерализации данного типа, по-видимому, целесообразно использовать значения геохимических параметров преобладающей петрографической группы проб, сложенных габброноритами, в которых средние значения содержаний Au, Pt, Pd и их суммы составляют 0.08, 0.3, 1.3 и 1.6 г/т, а содержания Cu и Ni – 0.11 и 0.07 мас. %, соответственно.

Геохимические особенности минерализованных ЭПГ пород краевой серии графически показаны на рисунках 11 и 12. Как видно из этих рисунков, по важнейшему геохимическому показателю – соотношению платины и палладия – ЭПГ-минерализация однородна и характеризуется устойчивым преобладанием палладия над платиной во всех типах пород и в богатых сульфидами рудах. Средние значения отношения Pt/Pd изменяются в узких пределах 0.20–0.24. По отношению Cu/Ni также можно отметить однородность данной ЭПГ-минерализации. В породах с рядовой сульфидной вкрапленностью, не содержащих оливина габброноритах, метагабброноритах, лейкогаббро и анортозитах, среднее отношение Cu/Ni стабильно и равняется 1.8–1.9. Уменьшение отношения Cu/Ni в гарцбургитах, пироксенитах и оливинсодержащих габброноритах до значений 1–1.5 связано с тем, что к сульфидному никелю, концентрируемому в пентландите, в этих породах добавляется «силикатный» никель, входящий в состав оливина и пироксенов, которыми обогащены указанные разно-

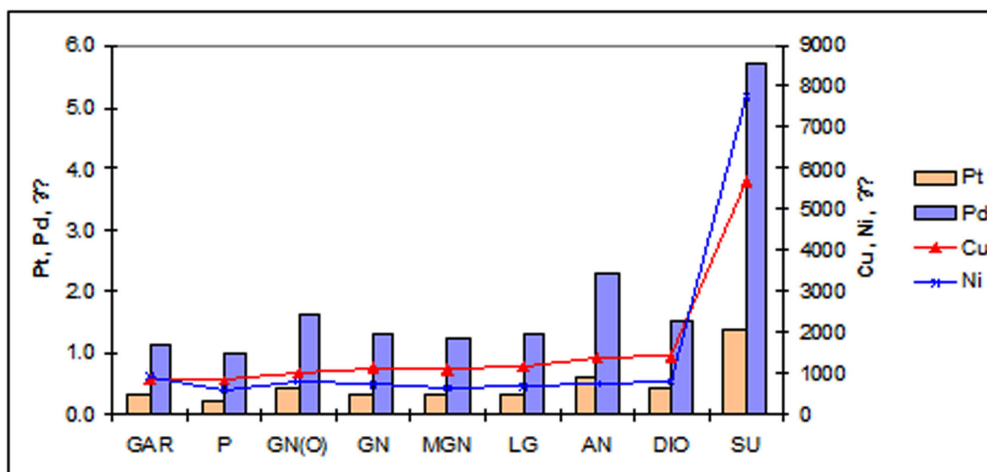


Рис. 11. Вариации средних содержаний Pt, Pd, Cu и Ni в породах краевой серии, содержащих ЭПГ-оруденение контактового типа.

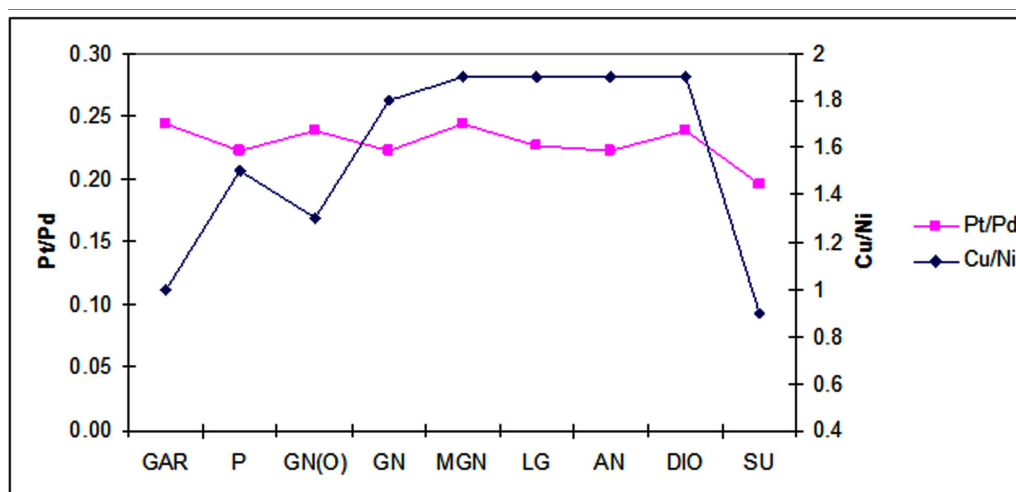


Рис. 12. Вариации средних значений отношений Pt/Pd и Cu/Ni в породах краевой серии, содержащих ЭПГ-оруденение контактового типа.

видности пород. Низкие значения отношения Cu/Ni в богатых сульфидами пробах объясняется повышенной долей пентландита в балансе сульфидов относительно пород с рядовой вкрапленностью.

Таким образом, контактовый тип ЭПГ-минерализации связан с сульфидной вкрапленностью, локализованной преимущественно в такситовых базитах – габброноритах, норитах и их меланократовых и метаморфизованных разностях. Данный тип ЭПГ-минерализации является геохимически однородным, характеризуется умеренными содержаниями ЭПГ и Au – в среднем 1.6 г/т, резким преобладанием палладия над платиной – среднее значение отношения Pt/Pd – 0.22 и почти двукратным преобладанием меди над никелем – среднее Cu/Ni равно 1.8-1.9.

Выводы

По материалам проведенных в последние годы геологоразведочных работ и комплексных научно-исследовательских изысканий в пределах Федорово-Панского комплекса можно заключить, что формирование Федоровотундровского месторождения происходило по следующему сценарию. После заполнения камеры Федоровотундровского массива расплавом, близким по составу к анортитовому (лейкогабброноритовому), в закристаллизованные нижние части внедрилась дополнительная крупная порция более примитивного расплава состава мезо-меланократового габбронорита. В результате взаимодействия позднего расплава с вмещающими породами и его контаминации произошло насыщение его серой и выделение несмесиной сульфидной жидкости, в которую экс-

трагировались ЭПГ из силикатной части. Признаки дополнительного внедрения более примитивного расплава как ключевого фактора при образовании промышленных месторождений ЭПГ отмечаются и для двух других разведанных месторождений Федорово-Панского комплекса – Киевей и Восточное Чуарвы (Казанов, Калинин, 2008; Корчагин и др., 2009). Возможно, что эти маломощные рифовые месторождения относительно богатых платиновых руд имеют прямую генетическую связь с более бедным, но Федоровотундровским Pt-Pd-Cu-Ni оруденением (по аналогии связи рифа Меренского и Платрифа в ЮАР, рифа Сиика-Кама и контактовых руд Конттиярви и Ахмаваара в Финляндии).

Литература

1. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович С. Рудная платинометалльная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329–352.
2. Грошев Н.Ю. Морфология и вещественный состав жил гранитоидов в интрузиве Панских тундр // Материалы XVII конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск, 2006.
3. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохимические данные // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669–673.
4. Грошев Н.Ю. Двухфазный платиноносный массив Федоровой тундры (Кольский полуостров): геология и типы малосульфидного ЭПГ-оруденения: автореф. дис. к.г.-м.н. Апатиты, 2010. 24 с.
5. Грошев Н.Ю., Савченко Е.Э. Риф Невидимый – новый уровень малосульфидной платинометалльной минерализации в массиве Федоровой тундры (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 15–26.
6. Казанов О.В., Калинин А.А. Геологическое строение и платинометалльная минерализация Восточно-Панского массива // Промежуточные результаты международного проекта KOLAARCTIC INTERREG III A NORTH – TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция) / коллектив авторов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 56–67.
7. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. М.: Наука, 1973. 286 с.
8. Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П., Минеев С.Д. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения / Интеррег–Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сб. материалов проекта. Вып. II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 12–32.
9. Ниткина Е.А., Вурсий Г.Л., Рундквист Т.В. Особенности морфологии, химического состава и изотопного состава свинца цирконов из разновозрастных пород Федорово-Панского массива и вмещающих диоритов // Материалы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты, 2005. С. 138–144.
10. Старицына Г.Н. Петрология массива Федоровой тундры: автореф. дис. к.г.-м.н., Ленинград, 1958. 23 с.
11. Buchanan D.L., Rouse J.E. The role of contamination in the precipitation of sulfides in the Platreef of the Bushveld Complex // Sulfide deposits in mafic and ultramafic rocks. Institution of Mining and Metallurgy. London. 1984. P. 141–146.
12. Cawthorn G., Barton J.M. Jr., Viljoen M.J. Interaction of floor rocks with the Platreef on Overysel, Potgietersrus, northern Transvaal // Econ. Geol. 1985. V. 80. P. 988–1006.
13. Gain S.B., Mostert A.B. The geological setting of the platinoid and base metal sulfide mineralisation in the Platreef of the Bushveld Complex in Drenthe, north of Potgietersrus // Econ. Geol. 1982. V. 77. P. 1395–1404.
14. Harris C., Chaumba J.B. Crustal contamination and fluid-rock interaction during the formation of the Platreef, northern limb of the Bushveld Complex, South Africa // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 1321–1347.
15. Pijina M. The Portimo Layered Igneous Complex // Acta Univer. Ouluensis, ser. A. Sci. Rerum Naturium 258. 1994. 158 p.
16. Pijina M.J., Karinen T., Rasanen J. The Koillismaa Layered Complex: general geology, structural development and related sulphide and platinum-group element mineralization // Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century. A.A. Balkema. Lisse. 2001. P. 649–652.
17. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic geology. 2002, V. 97. P. 1657–1677.

ГЛАВА V

ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОСТОЧНОЕ ЧУАРВЫ

Общие сведения

Платинометалльная минерализация в восточной части Фёдорово-Панского интрузивного комплекса на участке В. Чуарвы обнаружена АО «Пана» и Геологическим институтом КНЦ РАН в 1995–2002 гг. (Корчагин и др., 2004). Дальнейшая разведка месторождения проведена Кольской горно-геологической компанией в 2004–2006 гг. (Kazanov, Kalinin, 2008; Ward et al., 2008). Разведочным бурением платинометалльная минерализация прослежена более чем на 1000 м по простиранию и на 500 м на глубину. Балансовые запасы месторождения по промышленным категориям $C_1 + C_2$ составили 1102.8 тыс. т руды со средним содержанием суммы Pt+Pd+Au 7.89 г/т, включая Pt 2.43 г/т, Pd 5.17 г/т, Au 0.29 г/т (Ward et al., 2008).

Месторождение В. Чуарвы расположено в нижней части разреза Восточно-Панского массива (рис. 1, 2). Вкрапленное платинометалльное оруденение малосульфидного типа локализовано вблизи кровли горизонта пойкилитовых габброноритов (граница верхней и нижней подзон габброноритовой зоны) выше подошвы массива по разрезу примерно в 300 м. Литологический контроль оруденения отсутствует. Рудоносный горизонт сложен мелкозернистыми пойкилитовыми габброноритами со шпирами, линзами и прослоями средне-крупнозернистых до пегматоидных плагиопироксенитов, кварцевых габброноритов, оливиновых габброноритов и габбро. Пойкилитовые габбронориты перекрыты среднезернистыми габброноритами с прослоями габбро.

Размеры Основной рудной залежи по простиранию – 1200 м, по падению – более 500 м. Залегание субсогласное общей структуре массива, падение крутое на юго-запад под углом около 70° . Форма линзовидная, сложная, с пережимами и раздувами мощности. Наибольшая мощность рудной залежи 23 м. Внутреннее строение неоднородное и обусловлено незакономерным чередованием

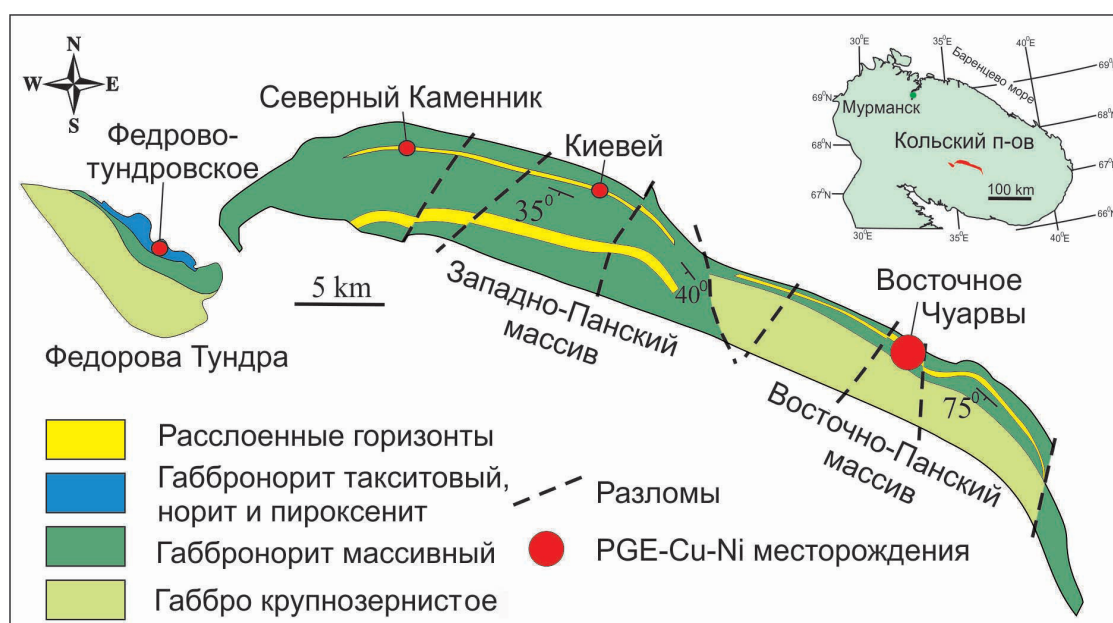


Рис. 1. Схема геологического строения Фёдорово-Панской расслоенной интрузии.

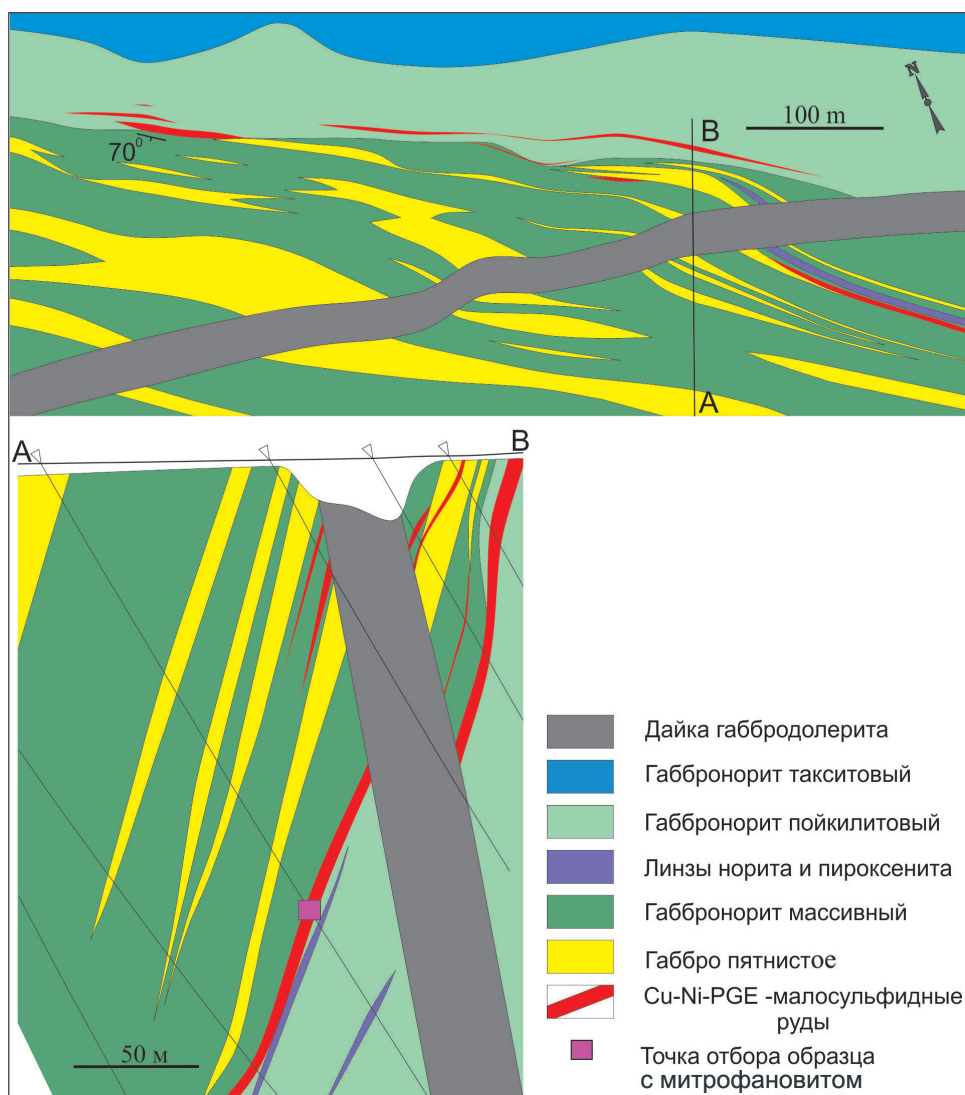


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрез (А–В) месторождения В. Чуарвы, по материалам Кольской горно-геологической компании (Kazanov, Kalinin, 2008; Ward et al., 2008).

рудных тел и пустых прослоев. Оруденение не имеет геологических границ, его контуры определяются только по результатам опробования. Максимальные размеры сопутствующих рудных линз достигают 400 м по простиранию и падению при мощности до 16 м. В центральной части участка геологическое строение месторождения существенно осложнено дайкой габбродолеритов (рис. 2).

Основные особенности геологического строения и состава руд платинометалльного месторождения В. Чуарвы схожи с другими месторождениями Федорово-Панского комплекса – Киевей, С. Каменник, Федорова Тундра, которые значительно более крупные и промышленно более значимые. Сравнительная характеристика этих объектов и месторождения В. Чуарвы в обобщенном виде приведена в таблице 1.

Главными закономерностями, объединяющими эти рудные объекты, являются:

- четкий стратиграфический контроль оруденения – промышленная платинометалльная минерализация локализована в разных интрузивных блоках на определенных стратиграфических уровнях разрезов и контролируется определенными структурными элементами этих интрузий;
- жесткий минералогический контроль – пространственная и генетическая связь платинометалльного оруденения с сульфидной Cu-Ni-минерализацией;
- отсутствие литологического контроля оруденения – геологические границы рудных тел и зон отсутствуют и определяются по данным опробования или визуально по наличию сульфидов.

Таблица 1. Сравнительная характеристика малосульфидных руд платинометалльных месторождений Федорово-Панской расслоенной интрузии

Параметры	Месторождения		
	В. Чуарвы	Киевей, С. Каменник	Федорова Тундра
Позиция оруденения в структуре Федорово-Панского комплекса	Восточно-Панский массив, граница верхней и нижней подзон габроноритовой зоны. Минерализация располагается в кровле горизонта пойкилитовых габроноритов в 300 м выше подошвы массива	Западно-Панский массив, Северный риф, нижние ритмы разреза Нижнего расслоенного горизонта, содержащие прослой норитов, пироксенитов, троктолитов, гарцбургитов	Массив Федорова Тундра. Вторая фаза интрузии тацитовых габроноритов, зоны магматических брекчий в краевой приподшенной части массива
Морфология, линейные параметры рудных тел	Основная рудная залежь $1200 \times 500 \times 23$ м сложной линзовидной формы с раздувами и пережимами мощности	Пластообразные рудные тела протяженностью 900–6100 м, изменчивые по мощности (0.2–6.5 м), разведаны до глубины 250–300 м	Линзовидно-ковшеобразные залежи 1340×95 и 1520×57 м изучены до глубины 250–300 м. Пластообразные рудные тела внутри залежей совпадают с горизонтами, обогащенными Ni-Cu-сульфидами
Текстурные типы руд (размер сульфидных вкраплеников) и их соотношение	Бедные тонковкрапленные (0.5–1 мм); локально вкрапленно-гнездовые и прожилково-вкрапленные (до 20 мм); ($>90 : <10$ %)	Бедные вкрапленные (до 2 мм); вкрапленно-гнездовые (до 30 мм); локально прожилково-вкрапленные; локально густовкрапленные ($>70 : 20 : 5 : <5$ %);	Бедные вкрапленные (до 5 мм); прожилково-гнездово-вкрапленные (до 10 мм); вкрапленно-гнездовые (до 12 мм); густовкрапленные, брекчиевидные, массивные (жилвные) ($>65 : 20 : 10 : <5$ %);
Петрографические типы рудных пород	Габронориты, лейкогаббро, нориты, пироксениты и их оливинсодержащие разновидности	Габронориты, лейкогаббро, пироксениты, нориты, троктолиты, гарцбургиты	Габронориты, пироксениты, нориты, гарцбургиты, лейкогаббро
Минеральный тип; соотношение (%) главных сульфидов и их общее содержание	Пирротин-халькопирит-пентландитовый; 50:38:12; 0.6 %	Халькопирит-пентландит-пирротиновый 47:32:21; около 1 %	Халькопирит-пирротин-пентландитовый; 41:36:23; 1–2 %
Среднее содержание Pd в пентландите, в скобках – количество анализированных	2300 г/т (24)	1800 г/т (25)	420 г/т (55)
Средние содержания металлов в пересчете на 100 % сульфид	Pd – 751.7 г/т; Pt – 315.1 г/т; Cu – 12.3 %; Ni – 7.0 %	Pd – 341.4 г/т; Pt – 54.2 г/т; Cu – 16.3 %; Ni – 10.8 %	Pd – 134.6 г/т; Pt – 35.0 г/т; Cu – 14.2%; Ni – 8.0 %
Наиболее распространенные минералы ЭПГ и золота	Брэггит, висоцит, куперит, когульскит, мончеит, сперрилит, стиллуотерит, палладоарсенид, Au-Ag-Pd-сплавы	Когульскит, мончеит, висоцит, брэггит, меренскит, соболевскит, кейтконнит, Au-Ag-Pd-сплавы	Когульскит, мончеит, меренскит, соболевскит, висоцит, брэггит, Au-Ag-Pd-сплавы
Позиция зерен МПМ в руде; наиболее богатая ЭПГ-минералами гранулометрическая фракция	Сростки с сульфидами (90 %), включения в плагиоклазе, клиноцоизите и кварце (10 %); $> 20 \mu\text{m}$	Сростки с сульфидами (80 %), включения в темнопетельных силикатах плагиоклазе и кварце (20 %); $> 30 \mu\text{m}$	Сростки с сульфидами (62 %); включения в темнопетельных силикатах (20 %), в плагиоклазе и кварце (18 %); $> 50 \mu\text{m}$

Наиболее яркими чертами отличия месторождения В. Чуарвы от других федорово-панских являются малые масштабы проявления оруденения. Запасы малосульфидных руд, благородных и цветных металлов на В. Чуарвы в десятки и сотни раз меньше чем запасы месторождений Киевей, С. Каменник и Федорова Тундра, что легко видеть из таблицы 1, сравнив линейные параметры рудных тел и зон.

Аналогично, из таблицы 1 следует, что руды месторождения В. Чуарвы в сравнении с другими в 2–5 раз богаче по содержанию элементов платиновой группы (далее ЭПГ) при более низких в 1.5–2 раза концентрациях Cu, Ni и S – если сопоставить общие содержания сульфидов в рудах месторождений и средние содержания главных металлов в пересчете на 100 % -й сульфид.

Характерными особенностями оруденения месторождения В. Чуарвы являются также преобладание пирротина над халькопиритом и пентландитом, крайняя невыдержанность содержания сульфидов и всех полезных компонентов, относительная обогащенность платиной (среднее отношение Pd/Pt = 2.5). На других рудных объектах среднее палладий-платиновое отношение варьирует от 4.4 (Федорова тундра) до 6.7 (Киевей и С. Каменник); для рудопоявлений в анортозитах Южного рифа это отношение, как правило, выше 9.

Методика минералогических исследований

Малосульфидное оруденение месторождения В. Чуарвы изучено в 160 аншлифах, изготовленных из образцов керна. Аншлифы равномерно отобраны из рудных сечений скважин по простиранию Основной рудной залежи, с её разных гипсометрических уровней, а также из сопутствующих рудных линз. Все аншлифы просмотрены под бинокляром для установления типа рудоносной породы и степени ее вторичных преобразований, а также изучены в оптическом микроскопе (диагностика главных сульфидов, оксидов и относительно крупных зерен минералов платиновых металлов и золота (далее МПМ). Далее аншлифы с МПМ (примерно 1/4 от общего количества) детально изучены на сканирующем электронном микроскопе Leo-1450 с использованием детектора отраженных электронов при 60-кратном увеличении. Наблюдения проводились по всей площади аншлифов с перекрытием кадров 2 %, что практически исключает возможность пропуска тяжелых фаз размером более 2–3 μm .

Для диагностики минеральных зерен проводился точечный анализ химического состава минералов с использованием рентгеновского энергодисперсионного спектрометра Roentec с фирменным программным обеспечением. Всего выполнено около 500 SEM/EDS анализов МПМ. Еще порядка 750 зерен платиноидов и более 2000 зерен сульфидов, оксидов и силикатов диагностировано по рентгеновским спектрам методом сравнения с эталонными спектрами известных минералов. Для всех этих МПМ и ассоциирующихся с ними минералов выполнена фотодокументация (получено около 500 цифровых изображений в обратно-рассеянных электронах), использованная в дальнейшем при анализе минералов на микроанализаторе, определении размеров МПМ, изучении их микронеоднородностей и микроассоциаций.

Количественные анализы химического состава минералов (около 1500 элементо-определений) выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 CAMECA с использованием стандартных методик и эталонов.

Все аналитические работы по изучению качественного и количественного химического состава минералов и фотодокументация выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН, аналитик Е.Э. Савченко.

Минеральный состав платинометалльного оруденения

Минеральный состав комплексного платинометалльного оруденения месторождения В. Чуарвы в обобщенном виде приведен таблице 2. Это список только рудных минералов, насчитывающий 26 минеральных видов цветных и черных металлов и 33 вида ЭПГ, золота и серебра. Он также включает не названную минеральную фазу Pd, Au, As и Sn, не имеющую пока статуса самостоятельного минерального вида.

Таблица 2. Минеральный состав платинометалльного оруденения месторождения В. Чуарвы

Минералы цветных и черных металлов	
Главные и второстепенные	Акцессорные
Пирротин $Fe_{1-x}S$	Марказит FeS_2
Халькопирит $CuFeS_2$	Макинавит $(Fe,Ni)_9S_8$
Пентландит $(Fe,Ni)_9S_8$	Смизит $(Fe,Ni)_9S_{11}$
Пирит FeS_2	Виоларит $FeNi_2S_4$
Магнетит Fe_3O_4	Миллерит NiS
Ильменит $FeTiO_3$	Зигенит $(Ni,Co)_3S_4$
Рутил TiO_2	Кобальтин $(Co,Ni,Fe)AsS$
Титанит $CaTiSiO_5$	Кубанит $CuFe_2S_3$
Гетит $FeO(OH)$	Борнит Cu_5FeS_4
	Ковеллин CuS
	Дигенит Cu_9S_3
	Сфалерит ZnS
	Галенит PbS
	Молибденит MoS_2
	Таркианит $(Cu,Fe)(Re,Mo)_4S_8$
	Бадделейт ZrO_2
	Циркон $ZrSiO_4$
Минералы благородных металлов	
Относительно распространенные	Редкие
Электрум (Au,Ag,Pd)	Pd-золото (Au,Pd,Ag)
Брэггит (Pt,Pd,Ni)S	Серебро (Ag,Au,Pd)
Высоцкит (Pd,Ni)S	Изоферроплатина $(Pt,Pd)_3Fe$
Сперрилит $PtAs_2$	Звягинцевит Pd_3Pb
Стиллуотерит Pd_8As_3	Нигглиит $PtSn$
Палладоарсенид Pd_2As	Рустенбургит Pt_3Sn
Мончеит $(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$	Паоловит $(Pd,Au)_2Sn$
Котульскит $Pd(Te,Bi)$	Атокит $(Pd,Pt)_3Sn$
Меренскиит $(Pd,Pt)(Te,Bi)_2$	Паларстанид $Pd_8(Sn,As)_3$
Кейтконнит $Pd_{3-x}Te$	Холлингуортит $(Rh,Pt,Pd)AsS$
	Ирарсит $(Ir,Ru,Rh,Pt)AsS$
	Руарсит $RuAsS$
	Палладоарсенид Pd_2As
	Мертиит $Pd_{11}(Sb,As)_4$
	Винцентит $(Pd,Pt)_3(As,Sb,Te)$
	Луккулайсваараит $Pd_{14}Ag_2Te_9$ *
	Митрофановит Pt_3Te_4 **
	Сопчеит $Ag_4Pd_3Te_4$
	Темагамит Pd_3HgTe_3
	Гессит Ag_2Te
	Без названия $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn) ?$

Примечание. * – первая после открытия минерала находка в России (Vymazalová, 2014); ** – новый минеральный вид (Subbotin et al., 2018).

В разных петрографических типах оруденелых пород (габброноритах, габбро, плагиопироксенитах) сульфиды, МПМ и оксиды ассоциируют с плагиоклазами, орто- и клинопироксенами, оливином, амфиболами, хлорсодержащим апатитом. В метасоматически измененных рудных породах к ним добавляется кварц, альбит, хлориты, тальк, серпентин, слюды, клиноцоизит, эпидот, альмандин, хлорсодержащие амфиболы, скаполит, хлорапатит, кальцит и др. Так что общий список минералов, установленных в настоящее время в составе малосульфидных руд на В. Чуарвы, насчитывает более 80 видов, что характеризует состав изученной руды, как весьма сложный.

Главными в составе малосульфидных руд участка являются три минерала – пирротин, халькопирит и пентландит (в порядке распространенности). Их доля в общей сульфидной массе составляет обычно 98–100 %. Количество пирита, виоларита, миллерита и других акцессорных и вторичных минералов заметно варьирует в зависимости от степени эпигенетических преобразований оруденелых пород. Составляя в среднем по рудному телу 0.6 мас. %, общее количество сульфидов довольно сильно варьирует от 0.1 до 1.2 мас. % в рядовых пробах (1–10 г/т ЭПГ+Au) и от 0.3 до 3 мас. % (очень редко до 5 мас. %) в богатых пробах (более 10 г/т ЭПГ+Au). Среднее содержание сульфидов в рядовых пробах 0.4, в богатых – 1.2 мас. %.

Соотношение главных сульфидных минералов варьирует как в пределах конкретных аншлифов, так и в частных пробах. В среднем по руде соотношение пирротина, халькопирита и пентландита в пересчете на 100 %-й сульфид составляет – 50, 38 и 12 мас. % соответственно, при вариациях 10–90 мас. % для пирротина, 5–75 мас. % для халькопирита и 2–30 мас. % для пентландита.

Текстурно-структурные особенности руды

Морфологически оруденение представлено тонкой, крайне неравномерной интерстициальной сульфидной и сульфидно-оксидной вкрапленностью, а также столь же неравномерной сульфидной минерализацией вкрапленно-гнездового типа. Размер, морфология и минеральный состав вкрапленников часто находятся в зависимости от общей зернистости оруденелых пород и от степени их эпигенетических преобразований (рис. 3). В мелко-среднезернистых свежих или слабо измененных пойкилитовых габброноритах, плагиопироксенитах размер вкрапленников обычно варьирует от сотых долей до 1–2 мм. Очень тонкая (< 5 μm) сульфидная вкрапленность вокруг относительно крупных зерен и агрегатов сульфидов наблюдается, но в незначительных масштабах. Вкрапленники, как правило, комплексные: халькопирит-пирротиновые, пентландит-пирротиновые, пентландит-халькопирит-пирротиновые. Пылевидные зерна сульфидов в основном мономинеральные. Иногда наблюдаются прожилково-вкрапленные микротекстуры (рис. 3 е).

В более грубозернистых габброидах, особенно в интенсивно измененных, размер сульфидной и сульфидно-оксидной вкрапленности в целом увеличивается вплоть до относительно крупных полиминеральных гнезд (до 2–3 см). Одновременно увеличиваются и ореолы распространения тонкой пылевидной сульфидной вкрапленности. Вкрапленность средних размеров нередко приобретает мономинеральный (преимущественно халькопиритовый или преимущественно пирротиновый) характер. В составе вкрапленности увеличивается доля пирита, магнетита, ильменита, лейкоксена, других акцессорных и вторичных минералов.

Во всех типах оруденелых пород агрегаты и индивиды рудных минералов имеют сложную форму, подчиненную интерстициям первичных магматических и вторичных силикатов. Лишь незначительная часть сульфидов целиком заключена в зерна пироксенов, реже плагиоклазов. Сульфидные вкрапленники практически всегда окружены реакционными каймами вторичных минералов метасоматического происхождения – амфиболы, хлорит, клиноцоизит, кварц и др. (рис. 3). На контактах сульфидов с плагиоклазом (рис. 3 а-с) реакционные каймы обычно проявляются сильнее, нежели на контактах сульфидов с оливином и пироксенами (рис. 3 d-f).

В комплексных сульфидно-оксидных вкрапленниках – как в свежих, так и в измененных породах – практически всегда устанавливаются неравновесные взаимоотношения: халькопирит, реже пирротин интенсивно замещают титаномагнетит. Ильменитовая решетка при этом сохраняется. Нередко в этом процессе участвуют и поздние силикаты, замещающие магнетит совместно с сульфидами (рис. 3 f).

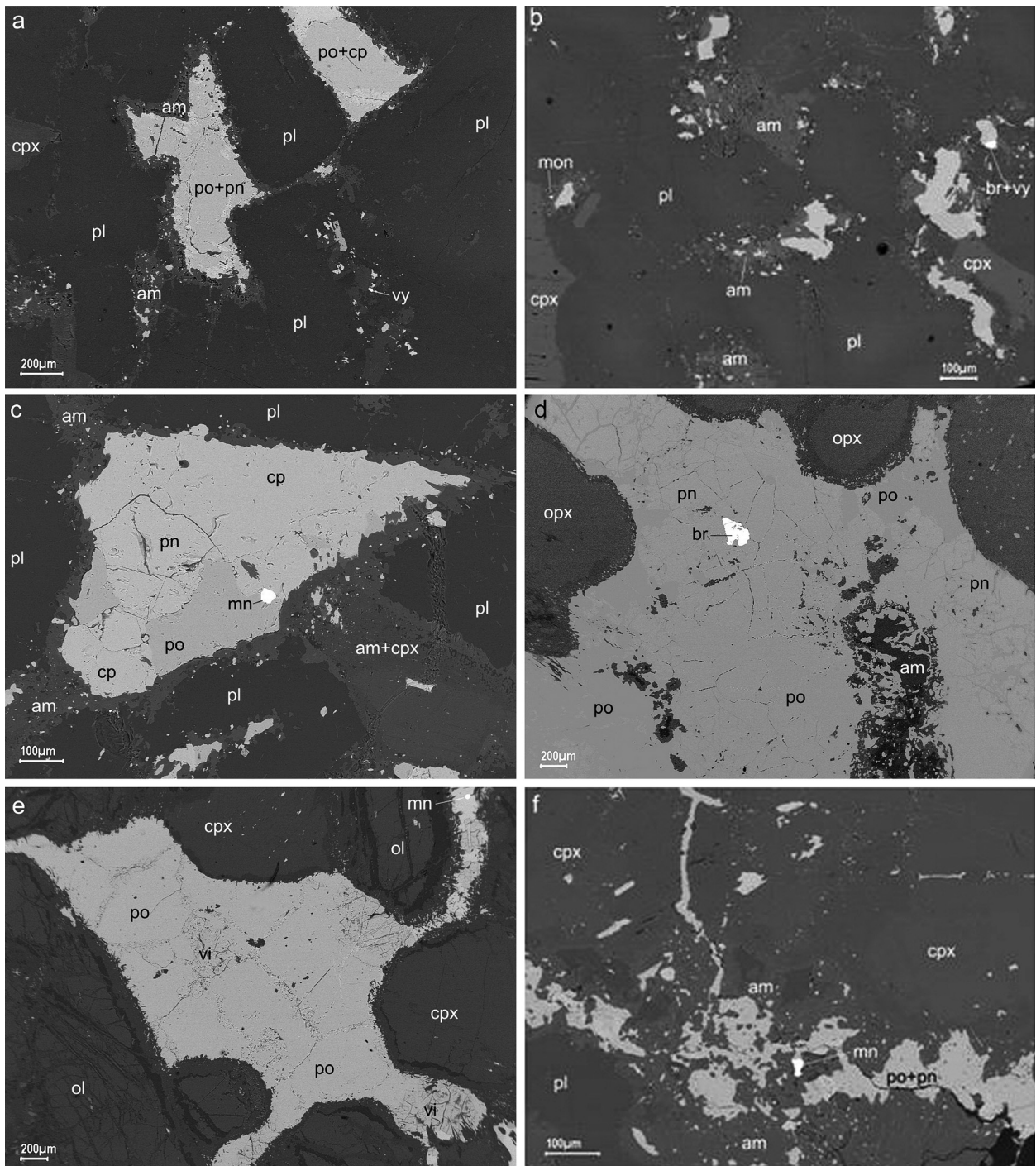


Рис. 3. Морфология Cu-Ni-сульфидной с МПМ вкрапленности (SEM-фото). На большинстве фотографий видны реакционные амфиболовые (am) каймы, насыщенные тонкой сульфидной вкрапленностью на границах крупных сульфидных вкрапленников и породообразующих силикатов: а – интерстициальные пирротин(ро)-пентландитовые(pn) и пирротин-халькопиритовые (cp) вкрапленники среди кумулюсного плагиоклаза (pl), vy – высокоцит, crx – клинопироксен, габбронорит неравномернозернистый пойкилитовый; б – миллерит(ml)-халькопиритовая вкрапленность со сперрилитом (sp) в среднезернистом кварцевом габбро; d – крупный пирротин-пентландитовый вкрапленник с брэггитом (br) в плагиопироксените, орх – ортопироксен; е – пирротин-виоларитовый (vi) вкрапленник с мончеитом (mn) в оливиновом (ol) плагиопироксените; f – фрагмент частичной халькопиритовой псевдоморфозы по магнетитовому (mt) вкрапленнику, il – ильменит, габбронорит неравномернозернистый.

Главные и второстепенные сульфиды и оксиды

Пентландит – один из главных рудных минералов, так как является важнейшим концентратом палладия и никеля. Среднее содержание пентландита в руде оценивается в 0.04–0.05 мас. %. В большинстве аншлифов количественно уступает пирротину и халькопириту. Размер его зерен обычно не превышает 0.5–1 мм.

Представлен следующими морфологическими разновидностями: зерна различного габитуса, часто идиоморфные в пирротине и халькопирите (рис. 4 b, c, d, e); каемчатые, прожилковидные выделения в пирротине (рис. 4 a, f), халькопирите, редко в силикатах; тонкозернистый, так называемый пламенивидный пентландит в пирротине. Количественно преобладает пентландит первых двух разновидностей. Низкое содержание пламенивидного пентландита типично для описываемых руд и для всего массива в целом.

Среди сульфидов пентландит кристаллизуется, по-видимому, одним из первых в сульфидном кумулусе совместно с пирротинном и сульфоарсенидами Rh, Pt, Ir, Ru (рис. 4 e, f). Тесные скелетные срастания пентландита со вторым главным концентратом палладия – высокоцитом, напоминающие структуру распада твердого раствора (рис. 4 d), пользуются широким распространением в оруденелых мелко- среднезернистых пойкилитовых габброноритах и некоторых других типах пород в лежащем боку и в осевой части основного рудного тела. В зонах интенсивных постмагматических преобразований по пентландиту развиваются виоларит и пирит.

Химический состав пентландита варьирует в узких пределах (табл. 3). Важнейшей особенностью химического состава пентландита является высокая концентрация палладия. По данным 24 микрозондовых анализов, из различных частей основного рудного тела и рудных линз, среднее содержание палладия в пентландите составляет 2300 г/т при вариациях от 0 до 16400 г/т. Для сравнения: по данным 55 микрозондовых анализов, среднее содержание Pd в пентландите месторождения Федорова Тундра составляет 420 г/т, месторождения Киевей – 1800 г/т (25 анализов), рудопоявлений в анортозитах Южного рифа – 1100 г/т (11 анализов). При содержании пентландита в рудах среднего качества 0.04–0.4 мас. % от четверти до половины валового Pd всех месторождений Федорово-Панского рудного узла сосредоточены в пентландите.

Другой отличительной особенностью химического состава пентландита этих руд является повышенное содержание кобальта – в среднем 1.44 мас. %, что выше не только средних значений, но и максимальных для всех остальных изученных участков восточной части Панского массива (табл. 3). Учитывая слабую распространенность сульфоарсенидов кобальта в рудах В. Чуарвы (обнаружено всего 5 зерен кобальтина размером $< 10 \mu\text{m}$), можем предполагать значительную роль пентландита в минеральном балансе распределения кобальта.

Пентландит не является единственным концентратом никеля в руде. Никель содержат также пирротин, пирит, миллерит, другие акцессорные сульфиды, магнетит. Микрозондовым анализом высокие содержания никеля установлены и в силикатах – оливине и магнезиокуммингтоните – 0.34 и 0.65 мас. % соответственно. Очевидно, что собственно с пентландитом связано не более 70–80 % валового никеля, это подтверждается его низким извлечением в концентрат при лабораторных технологических испытаниях.

Халькопирит среди сульфидов является вторым по распространенности после пирротина. Среднее содержание халькопирита в руде – 0.2 мас. %. Максимальные размеры халькопиритовых зерен достигают 2–3 мм. Морфологически он весьма разнообразен (рис. 3 a-c, f; 4 b, d). Образует гипидиоморфные и ксеноморфные зерна в сульфидных агрегатах, мономинеральные зерна различного габитуса и размера в силикатах, секущие прожилки в сульфидах и силикатах, каймы у зерен пирротина, пентландита. Типичными для руд данного участка являются частичные и полные псевдоморфозы халькопирита (часто совместно с пирротинном) по титаномagnetиту. Халькопирит замещается пиритом, реже наблюдается замещение халькопирита ковеллином.

Состав халькопирита отвечает стехиометрическому (табл. 3). Примесей благородных металлов в составе халькопирита микрозондовым анализом не обнаружено.

Таблица 3. Химический состав главных и аксессуарных сульфидов из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы, микронзондовый анализ, мас. %

S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pd	Pb	Сумма
Пентландит								
32.36	28.23	3.73	35.61	–	–	–	–	99.93
33.73	28.09	1.37	35.43	0.11	–	1.00	–	99.73
32.55	28.03	2.70	36.64	–	–	0.18	–	100.10
33.03	29.12	1.43	36.52	–	–	0.42	–	100.52
32.57	30.96	0.93	35.48	–	–	0.26	–	100.20
34.84	28.5	1.34	35.78	–	–	0.34	–	100.46
33.43	29.03	1.26	36.24	–	–	0.54	–	100.50
34.11	29.22	0.99	35.96	–	–	0.21	–	100.49
33.07	28.90	0.93	35.30	0.08	–	1.64	–	99.92
32.67	29.90	0.49	35.82	0.61	–	0.54	–	100.03
33.95	30.68	0.65	34.65	–	–	0.23	–	100.16
Пирротин								
39.57	59.35	–	0.88	0.11	–	–	–	99.91
39.45	59.38	0.34	1.00	–	–	–	–	100.17
40.66	58.83	–	0.46	0.12	–	–	–	100.07
40.72	58.09	–	0.87	0.10	–	–	–	99.78
40.15	59.81	0.05	0.20	0.20	–	–	–	100.41
Халькопирит								
34.85	30.41	–	0.04	34.56	–	–	–	99.86
34.87	30.41	–	–	34.62	–	–	–	99.90
34.84	30.29	–	–	34.68	–	–	–	99.81
Миллерит								
35.25	0.82	0.09	64.03	0.09	–	–	–	100.28
35.60	1.15	0.03	62.87	0.18	–	–	–	99.83
Пирит								
53.56	45.45	–	0.95	–	–	–	–	99.96
53.48	46.10	–	0.21	–	–	–	–	99.79
Сфалерит								
32.76	7.78	0.10	–	0.05	58.69	0.09	–	99.94*
Галенит								
12.05	1.15	0.05	0.64	6.22	–	–	78.05	100.69**

Примечание. В сумму включены (мас. %): * – Se – 0.16; Cd – 0.13; Te – 0.18; ** – Se – 1.47; Ag – 0.20; Cd – 0.17; Te – 0.42; Bi – 0.27.

Пирротин. Из сульфидов является наиболее распространенным. Среднее содержание пирротина в руде – 0.3 мас. %. Максимальный размер зерен обычно не превышает 1–2 мм. Морфологически так же разнообразен, как и халькопирит (рис. 3, 4): зерна различного габитуса и размера в полиминеральных сульфидных, оксидно-сульфидных агрегатах и в интерстициях между силикатами; прожилки в силикатах; тонкие округлые «эмульсионные» включения в пентландите, халькопирите; пластинчатые выделения по спайности и отдельности в силикатах и оксидах. Замещается пиритом, реже – марказитом.

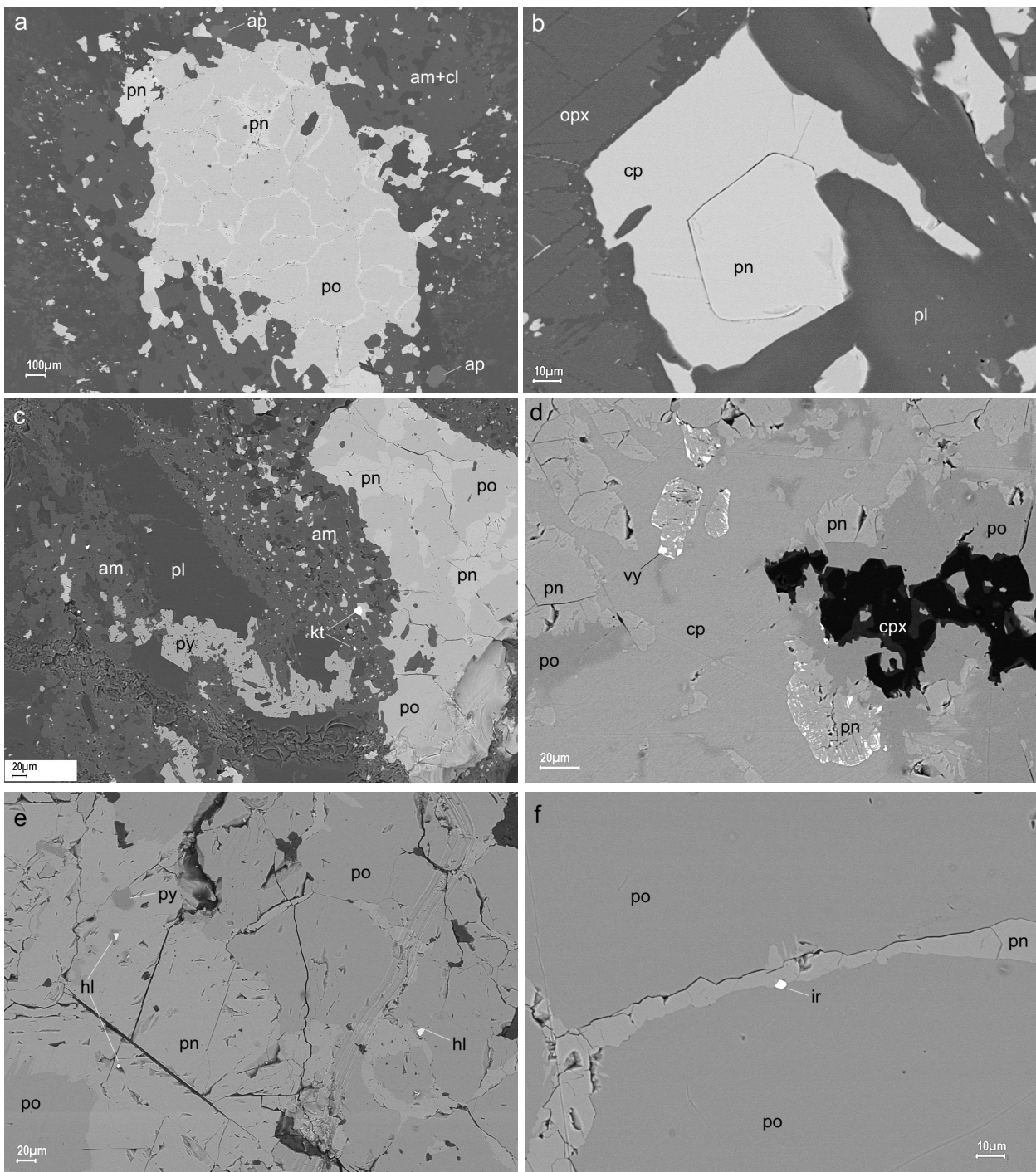


Рис. 4. Морфология и взаимоотношения пентландита (pn) с другими сульфидами и МПМ (SEM-фото): а – петельчатая структура выделений пентландита в гранобластовом пирротиновом (po) агрегате среди вторичных силикатов (am – амфибол, cl – клиноцоизит) с хлорапатитом (ap), габбро кварцевое, неравномернозернистое; б – идиоморфный кристалл пентландита в халькопирите (cp), орх – ортопироксен, pl – плагиоклаз, габбронорит неравномернозернистый; в – зернистые выделения пентландита в пирротине (po), am – амфибол, pl – плагиоклаз, py – пирит, kt – котульскит, габбронорит окварцованный и амфиболизированный; д – «скелетные» срастания пентландита с высокоцитом (vy), подобные структуре распада твердого раствора, po – пирротин, cp – халькопирит, cpx – клинопироксен, оливинсодержащий плагиопироксенит; е – зернистые и петельчатые выделения пентландита в пирротине, py – пирит, hl – холлингуортит, габбронорит неравномернозернистый; ф – фрагмент петельчатых выделений пентландита с кристаллом ирарсита (ir), po – пирротин, габбро кварцевое неравномернозернистое.

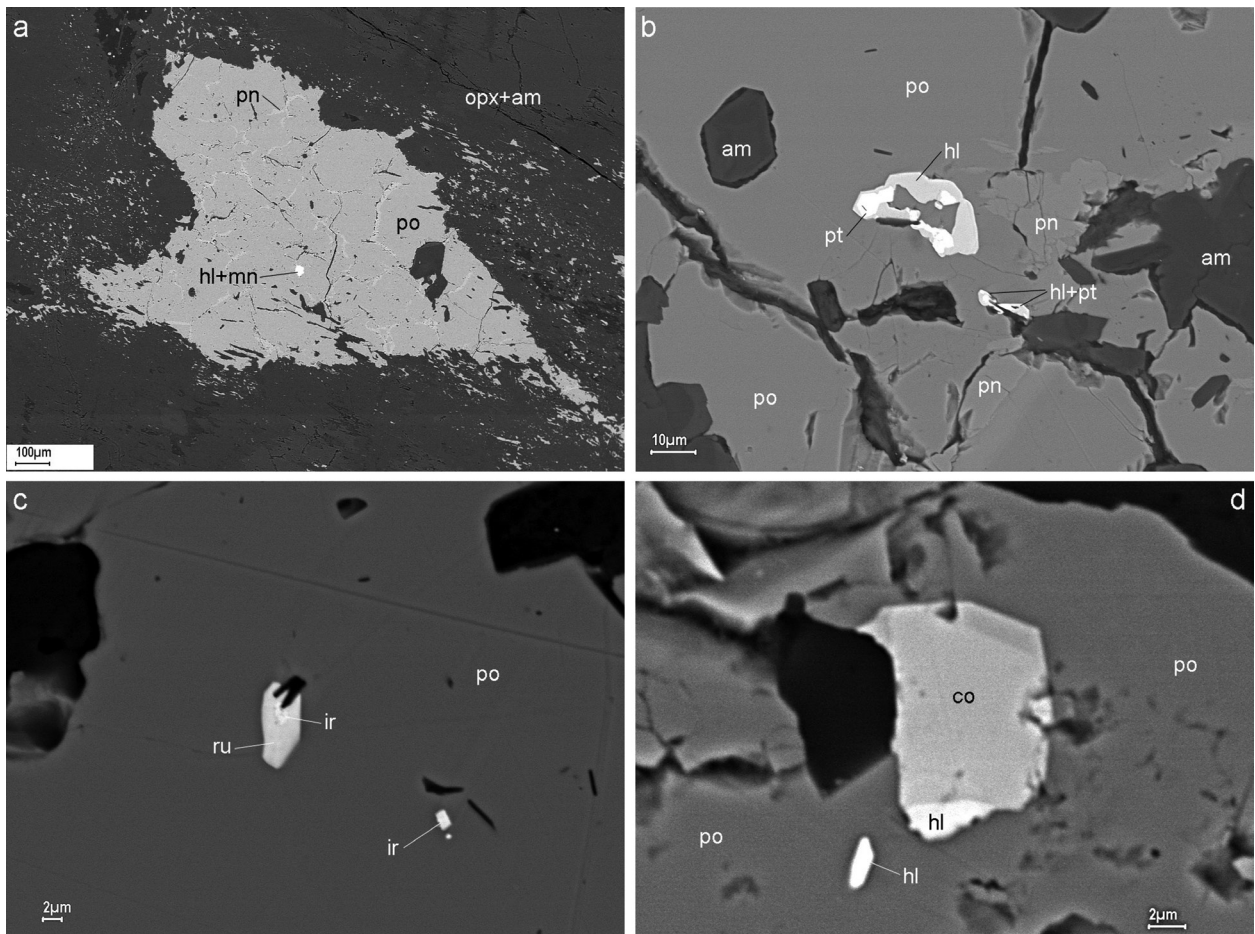


Рис. 5. Тонкие включения сульфоарсенидов Rh, Pt, Ir, Ru, Co в пирротине (SEM-фото): а – комплексный мончеит-холлингвуртитовый вкрапленник (hl+mn) в пирротиновом агрегате (po) с петельчатыми выделениями пентландита (pn), орп+ам – амфиболизированный ортопироксен, габбронорит неравномернозернистый, амфиболизированный; б – сложное срастание платарсита (pt) и холлингвуртита (hl) в пирротине (po), pn – пентландит, ам – амфиболы, габбронорит неравномернозернистый, амфиболизированный; в – кристалл руарсита (ru) с ирарситовым ядром (ir) в пирротине (po), габбронорит неравномернозернистый, амфиболизированный; д – палладийсодержащий кобальтин (co) и холлингвуртит (hl) в пирротине (po), метагаббронорит.

Из сульфидов пирротин является наиболее ранним. Как и для пентландита, для него характерны тончайшие микровключения сульфоарсенидов Rh, Pt, Ir, Ru, Co, которые в других сульфидах почти не встречаются (рис. 5). В пирротине также установлены микровключения Mo- и Re-содержащих минералов – молибденита и таркианита.

Состав пирротина приведен в таблице 3. Содержание Ni колеблется в пределах 0.20–1.00 (в среднем – 0.68), Co – 0.00–0.34 мас. %.

Пирит. Общее его количество в руде сопоставимо с количеством пентландита (0.04–0.05 мас. %). Размер пиритовых зерен обычно не превышает 0.5 мм. Образует идиоморфные ситовидные (с включениями силикатов), реже хорошо образованные без включений кристаллы в силикатах и сульфидных агрегатах (рис. 4 с); тонкие (< 0.01 мм) мирмекитоподобные сростки с халькопиритом, более грубые сростки сложной морфологии с пирротинном и пентландитом (рис. 4 е); сплошные и прерывистые секущие прожилки в сульфидах и силикатах.

Химический состав пирита приведен в таблице 3. Кобальт в проанализированных зернах не обнаружен. Содержание Ni – 0.21–0.95 мас. %.

Из аксессуарных и вторичных сульфидов чаще других в руде встречаются виоларит, миллерит, сфалерит, марказит. Примеси благородных металлов (табл. 3) установлены только в сфалерите (Pd – 0.09 мас. %) и галените (Ag – 0.20 мас. %).

Магнетит, ильменит. Необычно высокое в сравнении с другими малосульфидными месторождениями Федорово-Панского комплекса содержание оксидов (магнетита, ильменита, вторичного лейкоксена) является важной минералогической особенностью оруденения участка В. Чуарвы. Соотношение оксидов с главными сульфидами в руде составляет здесь 1:1 (примерно по 0.5 мас. % тех и других). Обычным же для платинометаллльных руд Панского массива является превышение суммы сульфидов над оксидами почти на порядок.

Магнетит и ильменит распределены в рудах крайне неравномерно. Количество их в отдельных аншлифах варьирует от богатой сульфидно-оксидной вкрапленности до единичных зерен. Размер зерен обоих минералов достигает 3–5 мм. Как и для сульфидов, для магнетита и ильменита характерны интерстициальные микротекстуры агрегатов, но реакционных взаимоотношений с первичными силикатами обычно не наблюдается.

Таблица 4. Химический состав ильменита и магнетита из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы, микронзондовый анализ, мас. %

Fe	Ti	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	V	Ni	Zn	Сумма окислов
Ильменит											
36.22	31.02	0.06	–	–	0.02	–	0.68	0.25	–	–	99.72
34.27	32.41	0.41	–	–	–	–	0.93	–	–	–	100.03
35.17	31.73	0.30	0.03	0.03	–	–	0.92	0.04	–	–	100.12
36.72	31.16	0.07	0.04	–	–	0.01	0.18	–	0.01	–	99.68
Магнетит											
69.84	0.11	–	0.14	–	0.03	0.04	–	1.84	–	–	93.12
71.24	0.11	0.07	0.18	–	0.03	0.05	–	0.29	0.06	0.03	92.93
70.89	0.96	–	0.15	–	–	0.02	–	0.52	0.05	–	93.95

Магнетит обычно представлен плохо сохранившимися, сильно корродированными зернами, так как практически повсеместно интенсивно замещается сульфидами, в основном халькопиритом (рис. 3 f), в меньшей – степени пирротинном.

Ильменит образует в магнетите пластинчатые структуры распада разных порядков и крупные самостоятельные гипидиоморфные зерна (рис. 3 f), сохраняется в виде реликтовой решетки в сульфидных и сульфидно-силикатных псевдоморфозах по магнетиту. При регрессивном изменении ильменит замещается мелкими кристаллами, реже каймами рутила либо плохо раскристаллизованной массой лейкоксена.

Составы магнетита и ильменита приведены в таблице 4. В составе магнетита отмечены незначительные примеси Ti, Cr, V, Ni и др., в ильмените – Mg, Mn, V.

Гранулометрический состав, микроассоциации и общая распространенность минералов благородных металлов

В рудах месторождения В. Чуарвы представлена значительная часть всего многообразия семейства минералов платиновой группы (Cabri, 2002). Общий список минералов благородных металлов, выявленных в составе руд месторождения В. Чуарвы, представлен в таблицах 2 и 3 главы 6 данной книги. Приведена оценка распространенности этих МПМ в объёмных процентах, и указаны максимальные размеры зерен.

Для оценки гранулометрического состава и общей распространенности МПМ было диагностировано и измерено 1298 зерен. Результаты статистической обработки этих данных показаны на рисунках 6, 7, 9–11.

Наиболее часто встречаемыми оказались зерна размером менее 20 μm (рис. 6), их количество составило 1154 зерна – 88.9 % от всей выборки. Однако в объёмном отношении вклад этих мелких

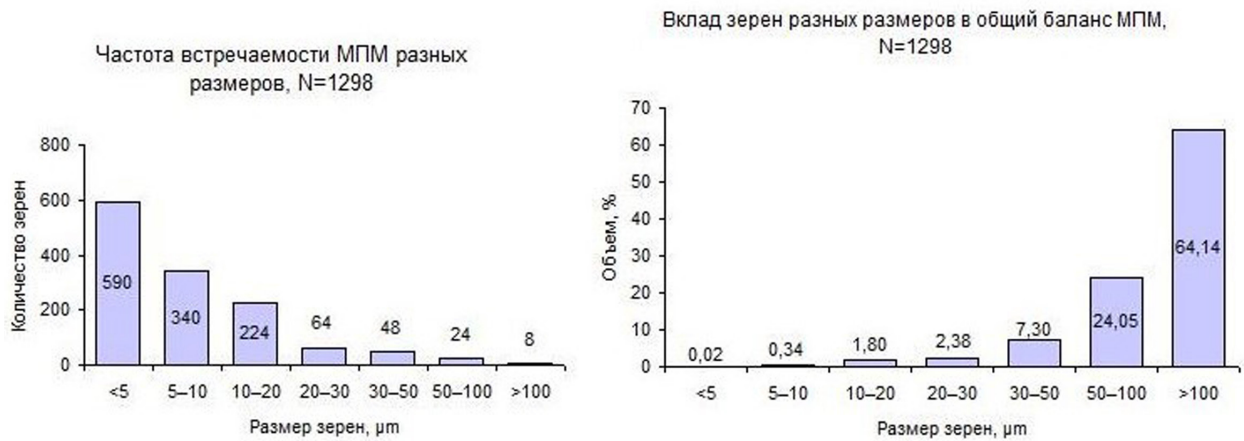


Рис. 6. Частота встречаемости зерен МПМ разных размеров и их доля в общем балансе.

зерен в общий баланс МПМ весьма незначителен – всего 2.16 %. Еще менее значителен вклад самых мелких, менее 5 μm зерен – чуть больше 0.02 %. Так что в практическом отношении ими можно было бы пренебречь, несмотря на то, что примерно 45 % из них заключены в более крупные зерна Cu-Ni-сульфидов и пирротина (рис. 7).

Объем зерен рассчитан исходя из идеализированных представлений об их кубической форме с размером ребра куба, равного середине размера класса. Например, для класса -5 μm – 2.5 μm , для класса +5-10 – 7.5 μm и так далее. Для класса +100 μm размер куба принят равным 150 μm , исходя из реальных размеров обнаруженных наиболее крупных зерен – от 60×140 до 120×680 μm .

Простые статистические расчеты показывают, что 98 % ЭПГ, связанных с собственными минеральными формами, сосредоточены в зернах размером более 20 μm . С этим же размером (20 μm) связан и довольно резкий переход от «силикатно-сульфидной» микроассоциации платиноидов к «существенно сульфидной» (рис. 7). От 90 до 100 % зерен размером более 20 μm находятся в сростках с сульфидами, тогда как 35–55 % зерен размером менее 20 μm полностью заключены в агрегаты вторичных силикатов (в основном агрегаты хлорит-амфиболового состава \pm плагиоклаз, клиноцоизит, кварц) и непосредственных границ с сульфидами не имеют.

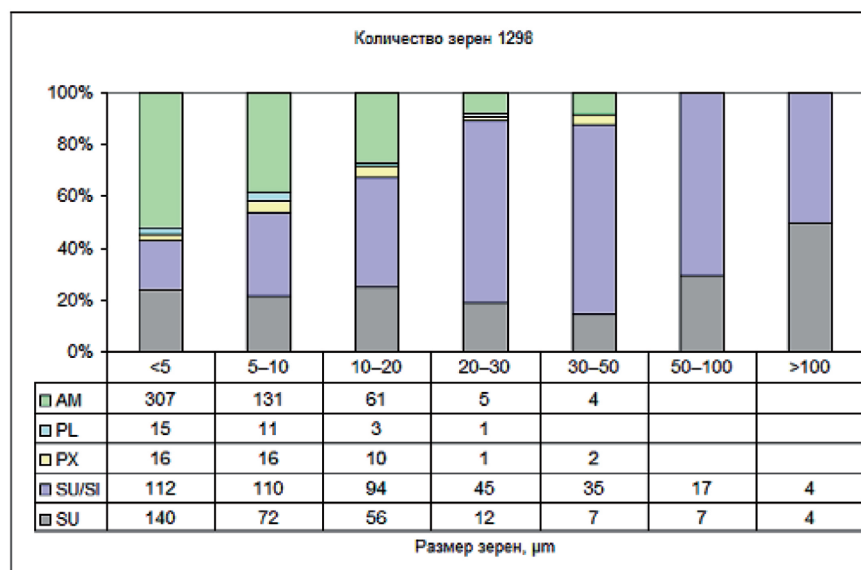


Рис. 7. Микроассоциации зерен МПМ в зависимости от их размера: SU – включены в сульфиды; SU/SI – расположены на границе сульфид-силикат (в основном – вторичный силикат); PX – включены в пироксены; PL – включены в плагиоклазы; AM – расположены в интерстициях вторичных силикатов (в основном амфиболов) вблизи сульфидов.

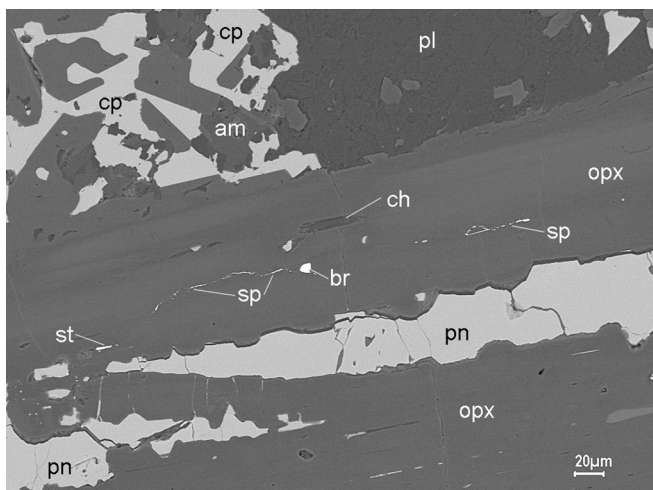


Рис. 8. Включения платиноидов в ортопироксене (орх): br – брэггит; sp – сперриллит; st – стиллуотерит, pn – пентландит, cp – халькопирит, pl – плагиоклаз, am – амфибол, ch – хлорит. Габбронорит неравномернoзернистый, амфиболизированный.

та и брэггита увеличивается от мелких классов к крупным. Частота встречаемости сперрилита, напротив, в этом же направлении понижается. Мончеит имеет наибольшую частоту встречаемости в классе +20–30 μm, а стиллуотерит – в классе +30–50. Частота встречаемости котульскита примерно одинаковая во всех классах.

Наиболее крупными размерами среди всех изученных МПМ выделяется брэггит – до 120×680 μm. В классе > 100 μm установлены также высокоцит, котульскит и сперриллит.

В первичных силикатах – пироксенах, плагиоклазе, платиноиды встречаются намного реже – всего 75 зерен, что составляет 5.8 % от всей выборки. Чаще всего это поздние прожилковидные выделения самородного золота, сперрилита, реже стиллуотерита. Еще реже в пироксенах или плагиоклазе наблюдаются ранние эвгдральные зерна теллуридов или сульфидов платины и палладия. Один из таких случаев, когда в кристалле ортопироксена заключены идиоморфное выделение раннего брэггита и поздних прожилковидных сперрилита и стиллуотерита, показан на рисунке 8.

Гранулометрический состав конкретных минеральных видов показан на рисунке 9. Разные минералы демонстрируют разную направленность трендов своей размерности. Так, частота встречаемости высокоцита и брэггита увеличивается от мелких классов к крупным.

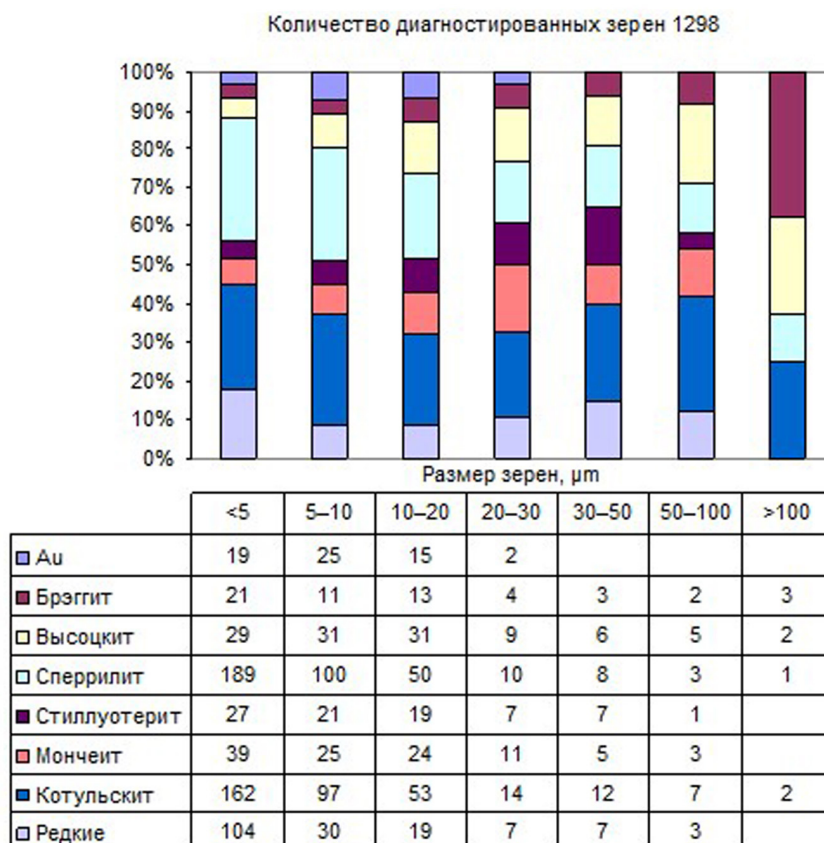


Рис. 9. Гранулометрический состав минералов платиновых металлов и золота.

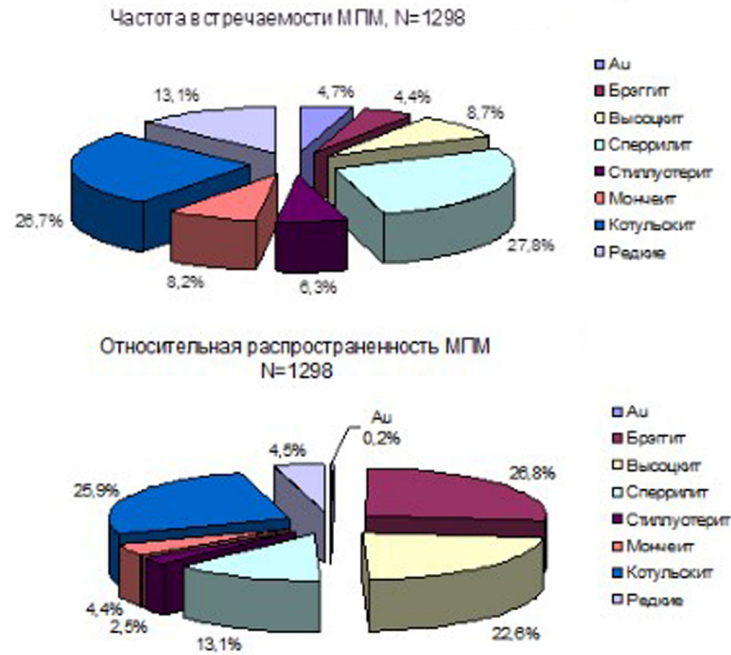


Рис. 10. Общая частота встречаемости МПМ (%) и их относительная распространенность – $\Sigma(N \times V_{\mu\text{m}^3})$, % от общего объема.

Общая частота встречаемости разных платиноидов и золота приведена на рисунке 10. Там же показана их относительная распространенность, вычисленная с учетом размеров зерен в объемном соотношении, что дает более реальную картину количественного соотношения разных МПМ в руде. Из сравнения рисунков видно, что наиболее часто встречаемый минерал сперрилит (361 зерно – 27.8 % от выборки) при учете размеров его зерен переходит по распространенности всего лишь на 4-е место (13.1 % от общего объема диагностированных МПМ) после брэггита (26.8 %), котульскита (25.9 %) и высокоцита (22.6 %).

Доля редко встречающихся МПМ составляет 4.5 %. К ним отнесены минеральные виды, образующие либо относительно многочисленные, но мелкие зерна, например, холлингуортит (23 зерна на размер до 25 μm), Pt-Fe-сплавы (33 зерна – до 5 μm), ирарсит (16 зерен – до 5 μm) и др., либо немногочисленные или единичные относительно крупные зерна: митрофановит – до 20×60 μm , палладаорсенид – до 20×30 μm , фаза $(\text{Pd}, \text{Au})_{2+x}\text{As}?$ – до 20×40 μm и др.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что главными МПМ в составе руд являются брэггит, котульскит, высокоцит и сперрилит. Мончеит, стиллуотерит и самородное золото должны быть отнесены к второстепенным. К разряду второстепенных, с учетом их относительно крупных размеров, могут быть также отнесены палладаорсенид, меренскиит, кейтконнит и фаза $(\text{Pd}, \text{Au})_{2+x}\text{As}?$. Именно эти минералы (наряду с пентландитом и халькопиритом) определяют благороднометалльную минерагеническую специализацию и практическую ценность малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы. Все остальные многочисленные минеральные виды относятся к редким.

Статистические данные достаточно однозначно указывают на очень тесную пространственную и генетическую связь МПМ с сульфидами. Более 90 % всех выявленных зерен размером > 20 μm так или иначе срastaются с сульфидами (рис. 7). Оставшиеся 5–10 % относительно крупных зерен локализованы в непосредственной близости от сульфидов в тонкозернистых реакционных ореолах хлорит-амфиболового состава (\pm плагиоклаз, клиноцоизит, кварц и др.), возникающих при кристаллизации сульфидов на их границах с первичными силикатами.

Частота срastаний разных МПМ с различными сульфидами и силикатами не одинаковая, для наиболее распространенных МПМ это продемонстрировано диаграммой (рис. 11).

Чаще других исключительно в силикатах наблюдались самородное золото (примерно в 80 % случаев) и котульскит (~ 62 %), реже других – брэггит (~ 22 %) и высокоцит (~ 27 %). От 42 до 55 %

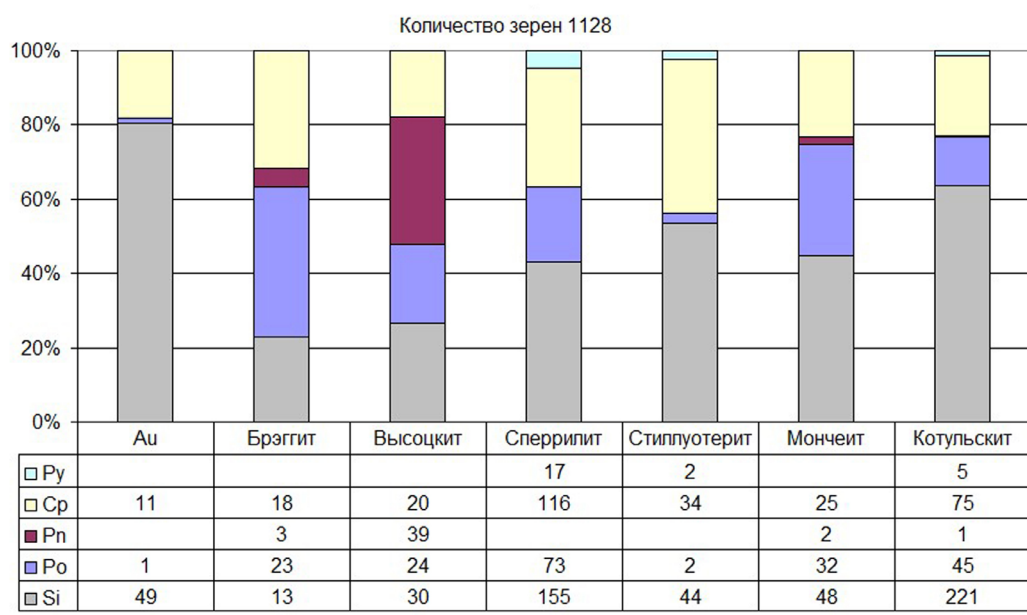


Рис. 11. Частота встречаемости сростаний наиболее распространенных МПМ и золота с главными сульфидами и силикатами (%): пиритом (Py), халькопиритом (Cp), пентландитом (Pn), пирротинном (Po), силикатами (Si).

колеблется частота встречаемости в силикатах сперрилита, мончеита и стиллуотерита. Напомним, что в силикаты заключены в подавляющем большинстве случаев зерна МПМ тонких классов ($< 20\mu\text{m}$), не имеющие существенного значения в общем балансе.

С наиболее ранними сульфидами – пирротинном и пентландитом – чаще других сростаются брэггит, мончеит (оба преимущественно с пирротинном), высокоцкит (преимущественно с пентландитом). Это также свидетельствует о том, что из распространенных МПМ брэггит, высокоцкит и мончеит являются наиболее ранними по времени образования.

Частота сростаний платиноидов с халькопиритом достаточна высока для всех минералов. Чаще других в микроассоциации с халькопиритом находятся стиллуотерит, сперрилит и брэггит. А вот в сростках с одним из наиболее поздних сульфидов – пиритом – установлены только сперрилит, стиллуотерит и котульскит, что может характеризовать эти минералы как относительно более поздние.

Минеральные балансы распределения Au, Pt, Pd в руде

Выявленные количественные соотношения главных и редко встречающихся МПМ в комплексе с результатами микрозондового изучения их состава позволяют оценить минеральные балансы распределения Au, Pt, Pd в руде (табл. 5).

Балансы распределения всех трех металлов довольно сложные. Для золота и платины они рассчитаны пропорционально объемной доле минералов-концентраторов (рис. 10) и средним содержаниям в них металлов, по данным микрозондового анализа (табл. 6–10). Для палладия учтена доля металла, связанная с пентландитом, среднее содержание которого в руде принято равным 0.04 мас. %, а среднее содержание Pd в пентландите по данным 24 микрозондовых анализов – 0.23 мас. %. Остальной Pd в соответствующих пропорциях распределяется между его собственными минералами.

Около 70 % золота в руде находится в самородной форме в виде сплавов с серебром и палладием. Довольно значительная его часть, около 22 %, связана с новой минеральной фазой, в которой Au, возможно, присутствует не в качестве изоморфной примеси, а как видообразующий элемент. Незначительная часть металла рассеяна в виде изоморфной примеси в брэггите, высокоцките, мончеите, стиллуотерите, паоловите.

Таблица 5. Средние содержания в минералах и минеральные балансы распределения золота, платины и палладия в руде месторождения В. Чуарвы

Минерал, фаза, (количество анализов)	Au		Pt		Pd	
	Среднее содержание в минерале, мас. %	Распределение, %	Среднее содержание в минерале, мас. %	Распределение, %	Среднее содержание в минерале, мас. %	Распределение, %
(Au,Ag,Pd) (3)	90.42	70.3	–	–	1.74	< 0.1
Брэггит (5)	0.05	4.2	64.47	58.2	16.09	10.6
Высоцкит (13)	0.03	2.4	14.75	11.2	57.76	31.9
Сперрилит (5)	–	–	55.61	24.5	–	–
Стиллуотерит (8)	0.04	0.3	0.21	< 0.1	77.51	4.8
Палладоарсенид (3)	–	–	–	–	73.40	1.0
Мончеит (8)	0.04	0.6	40.89	6.0	0.6	< 0.1
Котульскит (8)	–	–	0.12	0.1	44.06	28.1
(Pd,Au) _{2+x} As (3) ?	6.25	22.1	0.04	< 0.1	70.45	1.3
Пентландит (24)	–	–	–	–	0.23	22.1

Основными концентраторами платины являются брэггит (58 %), сперрилит (24 %), высококит (11 %) и мончеит (6 %). Незначительная часть металла связана с Pt-Fe-сплавами, новым теллуридом платины – митрофановитом, Pt-Pd-станнидами и сульфоарсенидами, изоморфно рассеяна в котульските.

Наиболее сложный баланс распределения имеет палладий. Почти четверть всего металла в руде приходится на долю пентландита (22 %). Из МПМ главными концентраторами палладия являются высококит (32 %), котульскит (28 %), брэггит (11 %) и стиллуотерит (5 %). Незначительная часть металла связана с палладоарсенидом, меренскиитом, кейтконнитом, луккулайсвааритом и другими редкими Pd-минералами.

Минеральные ассоциации и описание минералов

Парагенетический анализ МПМ-содержащих сульфидных минеральных ассоциаций месторождений и рудопроявлений Федорово-Панской интрузии свидетельствует о существенной длительности и многоактности формирования благороднометалльной минерализации. По преимущественной приуроченности к тому или иному петрографическому типу пород и на основании анализа морфологии, состава, парагенетических взаимоотношений разных МПМ между собой и с породообразующими силикатами и сульфидами все минералы благородных металлов могут быть подразделены на раннюю сульфидно-теллуридную и позднюю арсенидно-теллуридную минеральные ассоциации (см. табл. 4, гл. 6 в данной книге). Обе ассоциации довольно устойчиво проявлены в изученных образцах и в большинстве случаев достаточно надежно распознаются по преимущественной распространенности либо сульфидов, либо арсенидов Pt и Pd.

Типоморфными для ранней ассоциации МПМ являются сульфиды и теллуриды ЭПГ – брэггит, высококит, мончеит, митрофановит, меренскиит, а также палладистое золото и сульфоарсениды Pt, Rh, Ir, Ru, ассоциирующие с ранними сульфидами – пентландитом и пирротинном. Для поздней ассоциации наиболее типичны сперрилит и арсениды палладия. Котульскит является сквозным минералом и широко распространен как в ранней, так и в поздней ассоциациях.

Таблица 6. Химический состав сульфидов платины и палладия из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы, микронзондовый анализ, мас. %

S	Fe	Ni	Cu	Rh	Pd	Ag	Te	Pt	Au	Pb	Сумма
Куперит											
15.99	0.90	0.61	–	–	9.32	0.15	–	73.46	–	–	100.43
11.37	3.40	–	–	–	–	–	–	85.25	–	–	100.02 ***
Брэггит											
14.16	0.39	5.70	0.05	–	7.51	–	–	71.39	–	–	99.20
17.69	0.07	1.42	0.09	–	21.17	–	–	59.59	0.18	–	100.21
17.28	0.05	1.82	0.09	–	16.61	–	–	63.88	–	–	99.73
15.42	0.08	1.62	–	–	19.06	0.21	–	63.00	–	–	99.39
Высоцкит											
24.49	0.12	7.60	0.06	–	65.52	0.94	–	1.41	–	–	100.14
22.77	0.11	5.21	0.15	–	63.70	–	–	8.11	–	–	100.05
20.02	–	3.44	–	–	43.12	–	–	33.86	–	–	100.44
20.75	0.64	2.71	0.29	–	57.18	–	–	18.15	–	–	99.72
22.95	0.75	4.86	–	–	70.93	–	0.21	0.48	–	0.21	100.39
19.70	1.35	3.31	0.21	–	72.22	–	–	2.64	0.24	–	99.67
15.47	1.89	2.38	0.44	0.19	36.15	–	1.34	36.88	–	–	94.97 *
23.84	0.48	6.52	0.28	–	69.03	0.28	0.19	0.18	–	–	100.80
24.11	0.31	5.03	0.16	–	69.80	0.77	–	0.65	–	0.25	101.08
22.80	0.07	4.79	0.29	–	62.89	–	0.07	9.03	–	–	99.94
23.66	–	5.03	0.43	–	69.17	–	0.11	1.27	0.14	–	99.85 **
20.02	0.17	5.25	–	–	39.83	–	–	34.56	–	–	99.83
18.68	0.61	4.67	–	–	31.34	–	–	44.60	–	–	99.90

Примечание. В сумму включены (мас. %): * – Bi (0.23); ** – Co (0.04); *** – SEM/EDS-анализ.

Важно отметить, что для поздней арсенидно-теллуридной ассоциации МПМ в большей степени чем для ранней типичны парагенезисы с кварцем, хлорсодержащими минералами (хлорапатит, щелочной амфибол паргасит-ферропаргаситового ряда, скаполит), альбитом, клиноцоизитом, эпидотом, хлоритами, титанитом, лейкоксеном и даже кальцитом. Химический состав некоторых из этих поздних Si-содержащих минералов приведен (гл. 6, табл. 5 в данной книге). Кроме того, только для поздних сперрилита, стиллуотерита и котульскита установлены сростания с относительно поздними сульфидами – пиритом и сфалеритом.

Некоторая условность выделения разновозрастных ассоциаций связана со смешанными парагенезисами, когда типоморфные для разных ассоциаций минералы (например, мончеит и сперрилит, или высокоцит и стиллуотерит) встречаются совместно, образуют сростания между собой, а явные признаки замещения одного минерала другим отсутствуют. Тем не менее такие случаи наблюдаются достаточно редко и являются скорее исключениями, чем правилом.

Анализ пространственного распределения разновозрастных ассоциаций МПМ в объеме рудного тела свидетельствует о преимущественной приуроченности ранних платиноидов к мелко-среднезернистым пойкилитовым габброноритам и плагиопироксенитам в лежащем боку рудной залежи, а поздних – к габбро-пегматитам и интенсивно измененным габброидам в висячем боку залежи и к рудным линзам.

Брэггит, высокоцит, куперит. Брэггит и высокоцит наиболее распространенные из МПМ, и являются главными концентраторами Pt и Pd. Куперит встречается редко. Парагенетически и, по-видимому, генетически тесно связаны между собой. Совместно распространены в неизмененных и слабо измененных мелко-среднезернистых пойкилитовых габброноритах, неравномернозернистых до пегматоидных габброноритах, плагиопироксенитах. Образуют крупные (брэггит – до 120×680 μm,

высоцкит – до $80 \times 220 \mu\text{m}$), часто комплексные, хорошо образованные кристаллы и зерна сложной морфологии, в которых нередко проявлена сложная зональность (рис. 12). Для высокоцита очень характерной формой выделений являются тесные скелетные сростания с пентландитом, напоминающие структуры распада твердого раствора (рис. 4 d, 13 с). Так же часто высокоцит образует внешние зоны кристаллов брэггита (рис. 12 а-с, е).

Таблица 7. Химический состав висмутотеллуридов платины и палладия из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы, микрозондовый анализ, мас. %

S	Fe	Ni	Cu	As	Rh	Pd	Ag	Te	Pt	Au	Pb	Bi	Сумма
Митрофановит													
–	–	–	–	–	–	0.19	–	47.08	52.08	–	–	0.91	100.26 ¹
Мончеит													
0.28	0.79	–	0.20	–	0.11	1.46	–	56.46	39.31	0.20	0.22	0.81	99.84
–	0.18	–	–	–	0.29	–	–	51.68	42.25	–	–	6.31	100.71
0.39	0.13	–	0.11	0.18	0.23	0.18	–	49.91	40.22	0.15	–	8.39	99.89
–	0.08	–	0.11	0.13	–	0.87	–	57.45	40.57	–	–	0.79	100.00
0.15	0.17	–	0.10	–	0.12	–	–	52.79	40.97	–	–	5.09	99.39
0.23	0.45	–	–	–	–	1.21	–	56.87	39.76	–	–	1.32	99.84
0.31	0.22	0.05	0.27	–	–	0.33	–	53.79	41.86	–	0.65	3.11	100.59
Котульскит													
0.12	0.26	0.05	–	–	–	44.54	–	52.39	–	–	–	2.47	99.83
0.19	0.15	–	0.19	–	0.06	43.21	–	51.07	0.11	–	0.85	4.66	100.49
0.06	0.33	–	0.49	–	–	44.71	0.17	46.47	–	–	–	7.87	100.1
–	0.22	–	0.09	–	–	43.99	–	53.35	–	–	0.19	2.31	100.15
0.11	0.22	–	–	–	–	43.63	–	48.40	0.24	–	–	7.34	99.94
0.05	0.04	–	0.05	–	–	44.02	0.53	52.81	0.11	–	1.05	1.25	99.91
0.22	0.19	0.12	–	–	–	43.36	–	52.08	0.48	–	2.18	1.52	100.15
Меренскиит													
0.29	1.13	–	–	–	–	27.03	–	56.04	1.57	–	–	13.23	99.29
0.07	0.37	0.16	–	–	–	28.91	–	65.61	0.32	0.19	–	4.28	99.91
Кейтконнит													
–	0.23	–	–	–	–	66.43	–	26.96	–	–	2.03	–	97.80 ² *
Луккулайсваараит													
–	0.23	0.16	–	–	–	50.00	7.78	39.31	–	–	–	–	97.32*
Сопчеит													
–	–	–	–	–	–	23.53	30.94	42.00	–	–	–	–	96.47*

Примечание. ¹ – среднее из 15 анализов; в сумму включены (мас. %): ² – Sn (2.15); * – SEM/EDS-анализ.

В ассоциации с брэггитом и высокоцитом, помимо главных Cu-Ni-Fe-сульфидов, чаще всего устанавливаются мончеит, котульскит, другие теллуриды Pd и Pt. В ассоциации с арсенидами брэггит не установлен ни разу, а для высокоцита из ассоциаций со сперрилитом и стиллуотеритом иногда удается наблюдать признаки его более раннего происхождения – дробление высокоцита и «залеживание» микротрещин халькопиритом (рис. 8, гл. 6 в данной книге).

Химический состав сульфидов Pt и Pd приведен в таблице 6. Для составов этих минералов характерен почти непрерывный ряд твердых растворов высокоцит-брэггит и постоянная примесь Fe и Ni – 1.4–7.6 мас. %, иногда – незначительные примеси Au, Ag и Pb.

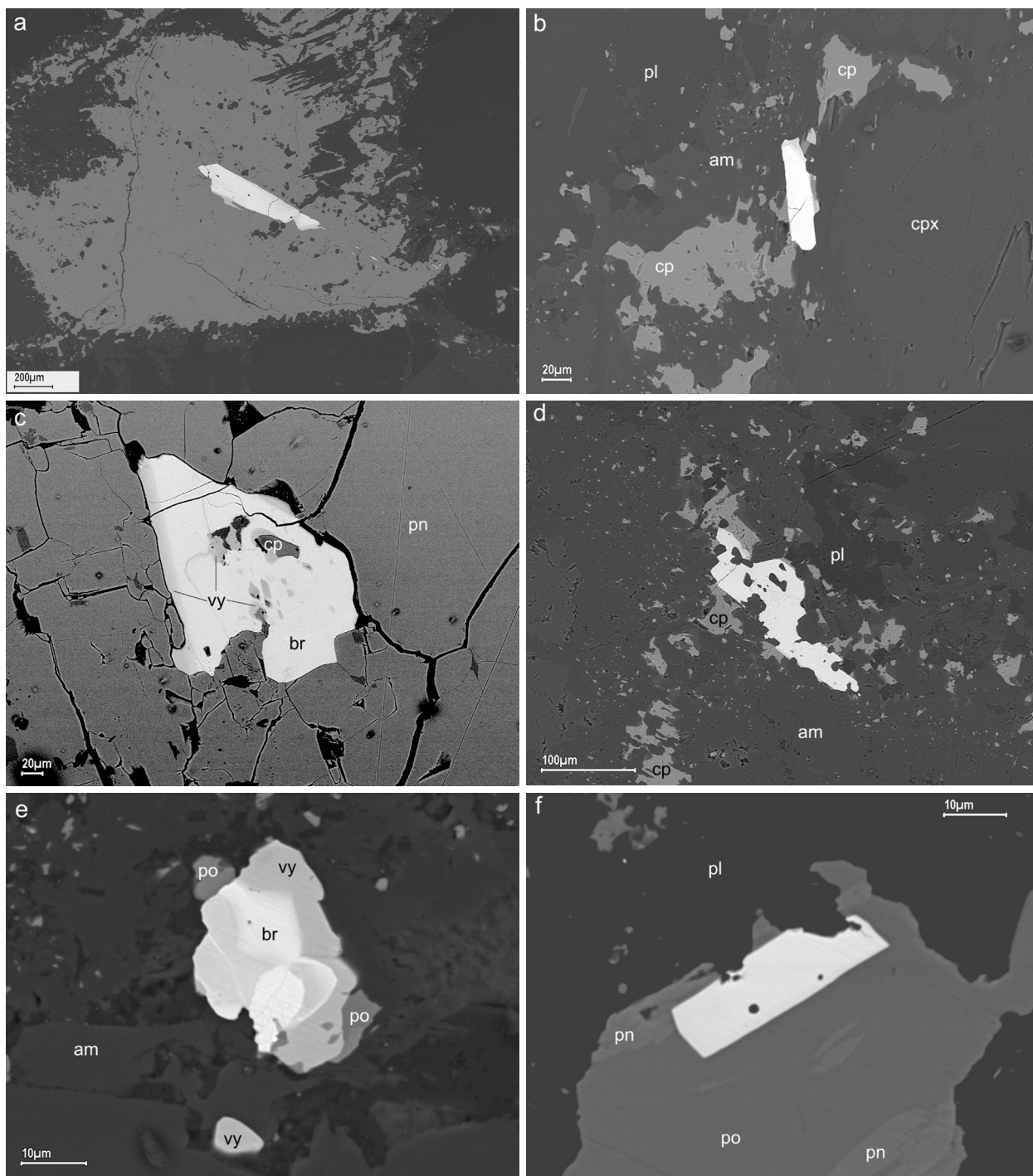


Рис. 12. Морфология и взаимоотношения Pt-Pd-сульфидов (SEM-фото): а – крупный блочно-неоднородный кристалл брэггита (белое) с тонкими высокоцинковыми каймами (серое) в халькопиритовом вкрапленнике (темно-серое), черное – плагиоклаз, амфиболы, габбронорит грубозернистый амфиболизированный; б – табличатый кристалл брэггита (белое) с высокоцинковой каймой (серое) среди тонкой халькопиритовой (ср) вкрапленности в реакционной амфиболовой (ам) кайме на границе клинопироксена (срх) и плагиоклаза (pl), габбронорит мелко-среднезернистый пойкилитовый; в – крупный кристалл брэггита (br) с каймой и включениями высокоцита (vy) и халькопирита (ср) в зернистом пентландитовом (pn) агрегате, плагиопироксенит средне-грубозернистый; д – крупный ксеноморфный кристалл брэггита (белое) в тонкозернистом халькопирит (ср)-плагиоклаз (pl)-амфиболовом (ам) агрегате, габбронорит среднезернистый; е – сложнзональный комплексный кристалл брэггита (br) и высокоцита (vy), ро – пирротин, ам – амфибол, габбронорит мелкозернистый пойкилитовый; ф – хорошо образованный призматический кристалл куперита (белое) в пирротине (ро) с пламеневидным пентландитом.

Таблица 8. Химический состав сперрилита и холлингуортита из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы, микрозондовый анализ, мас. %

S	Fe	Cu	As	Rh	Pt	Сумма
Сперрилит						
0.18	0.05	0.06	43.17	0.26	56.17	99.89
0.36	0.73	0.08	44.16	–	55.11	100.43
0.31	0.20	–	43.80	–	55.78	100.09
0.48	0.42	0.08	42.52	0.46	55.14	99.10
0.51	0.26	0.34	42.91	–	55.83	99.85
Холлингуортит						
13.20	0.57	0.30	34.34	27.12	23.36	100.38 *

Примечание. В сумму включены (мас. %): * – Ni (0.14); Co (0.09); Te (1.26).

Мончеит, котульскит, другие теллуриды Pd и Pt. К теллуридам, характерным для руд с ранней ассоциацией МПМ, относятся мончеит, меренскиит, митрофановит и котульскит. Последний является сквозным минералом и так же широко распространен и в рудах с поздней ассоциацией МПМ. К поздним минералам также относятся и редкие теллуриды – кейтконнит, луккулайсваарит, сопчеит, темагамит, гессит.

Ранние теллуриды распространены в тех же разновидностях рудных пород, что и сульфиды Pt и Pd. Морфологически теллуриды весьма разнообразны (рис. 13, 14). Образуют самостоятельные, чаще идиоморфные зерна и сложно сростаются между собой и с высокоцитом. В ассоциации с ними установлены: золото, изоферроплатина, рустенбургит, нигглиит, атоцит, паларстанид, платарсит, холлингуортит, сперрилит и др.

Поздний котульскит часто встречается совместно со сперрилитом (рис. 14 е) и другими арсенидами, пиритом, сфалеритом (рис. 14 б), ильменитом, лейкоксеном. Нередко наблюдается в виде секущих микропрожилков (рис. 11, гл. 6 в данной книге) и весьма тонкой (< 5 μm) интерстициальной вкрапленности с кластерным распределением во вторичных силикатах (рис. 15).

Химический состав (табл. 5, рис. 10) из-за обилия микропримесей довольно сложный, но для известных минералов всегда близкий к стехиометрии.

Митрофановит. Новый теллурид платины обнаружен в висячем боку Основной рудной залежи месторождения. Место отбора образца с новым минералом указано на геологическом разрезе (рис. 2). В качестве нового минерального вида с типовой формулой Pt_3Te_4 утвержден Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (CNMNC IMA) 20 марта 2018 г., с аббревиатурой Mfv (Subbotin et al., 2018).

Минерал назван в честь академика Ф.П. Митрофанова, организатора и руководителя изучения Кольской платинометаллльной провинции и Федорово-Панского рудного узла (подробнее о новом минерале см. гл. X).

Исследования митрофановита выполнены коллективом авторов Геологического института КНЦ РАН, Геологической службы Чешской Республики, Лондонского музея естественной истории, Института физики АН Чешской Республики (Subbotin et al., 2019).

Митрофановит образует ксеноморфные зерна размером до 20×60 мкм в сростаниях с мончеитом в агрегатах с луккулайсвааритом, котульскитом, высокоцитом, брэггитом, кейтконнитом, рустенбургитом и Pt-Fe сплавом, включенными в халькопирит-пентландит-пирротиную матрицу (рис. 16). Ассоциирующие силикаты: ортопироксен, авгит, оливин, амфиболы, плагиоклаз.

Средний химический состав митрофановита (табл. 7) соответствует эмпирической формуле $(\text{Pt}_{2.91}\text{Pd}_{0.02})_{\Sigma 2.93}(\text{Te}_{4.02}\text{Bi}_{0.05})_{\Sigma 4.07}$; средний состав синтетического аналога митрофановита (11 м/з анализов): Pt – 52.57 и Te – 47.45, сумма – 100.02 мас. %, что соответствует формуле $\text{Pt}_{2.94}\text{Te}_{4.06}$. Расчетная плотность составляет 11.18 г/см³.

Минерал тригональный, пространственная группа $R\bar{3}m$, a 3.9874 (1), c 35.361 (1) Å, V 486.91 (2) Å³ и $Z = 3$. Кристаллическая структура была решена и уточнена из порошковых рентгеноструктурных данных синтетического Pt₃Te₄. Структурная идентичность митрофановита с синтетическим Pt₃Te₄ была подтверждена дифракцией обратного рассеяния электронов (EBSD).

Митрофановит структурно и химически связан с мончеитом (PtTe₂). Многослойная кристаллическая структура митрофановита (рис. 17) может быть описана, как наложение структурных мотивов, обнаруженных в соединениях PtTe и синтетическом аналоге мончеита PtTe₂ (то есть слоев тригональных пирамид [PtTe₃] и слоёв октаэдров [PtTe₆]). Эти слои чередуются вдоль оси c , параметр c элементарной ячейки составляет 35.362 (2) Å.

Сперрилит, стиллуотерит, другие арсениды. Сперрилит является главным концентратором платины в рудах с поздней ассоциацией МПМ; стиллуотерит, палладоарсенид, новая фаза состава (Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)? занимают порядка 7 % в балансе палладия. Кроме того, новый золотосодержащий (5.8–6.5 мас. % Au) арсенид палладия имеет большое значение и в балансе золота (табл. 5).

Распространены арсениды в оруденелых габбро и интенсивно измененных габброноритах. Размерами зерен сперрилит уступает только брэггиту, высококиту и котульскиту (рис. 9). Максимальный установленный размер стиллуотерита – 60×130 μm.

Морфология и взаимоотношения арсенидов показаны на рисунках 18, 19. Для сперрилита типичны ассоциации с пиритом (рис. 18 с), миллеритом, кварцем (рис. 18 b), хлорапатитом (рис. 18 f), поздним котульскитом, электрумом (рис. 18 d, e), другими арсенидами. Изредка встречается в сростках с мончеитом. Для сперрилита одинаково типичны как самостоятельные зерна, так и сложные сростания с другими МПМ. Как и поздний котульскит, часто образует прожилковидные, каемчатые обособления (рис. 18 d).

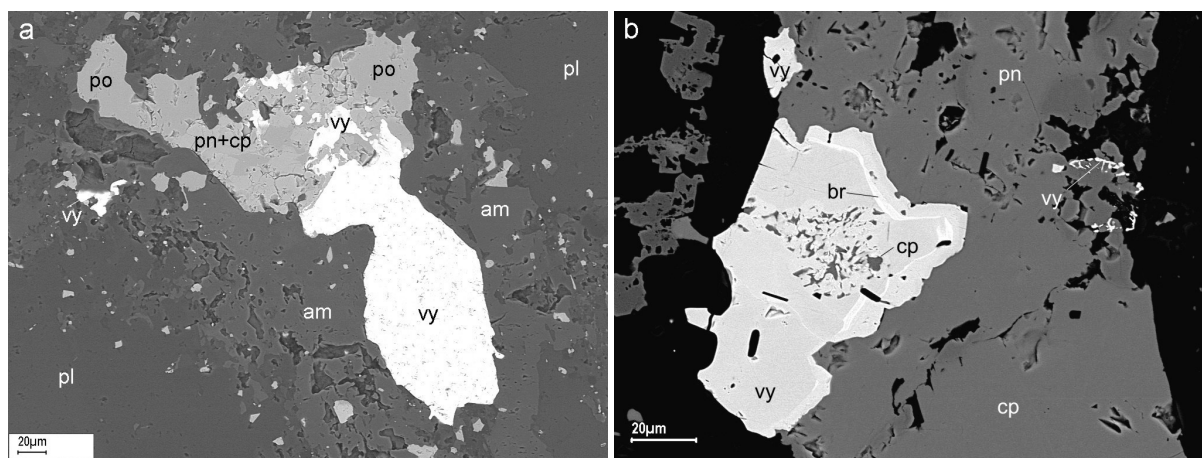


Рис. 13. Морфология и взаимоотношения высококита с сульфидами и МПМ (SEM-фото): а – крупный и серия мелких ксеноморфных кристаллов высококита (vy) в комплексном сульфидном вкраплении (ро – пирротин, ср – халькопирит, рп – пентландит), на границе сульфид-силикат и во вторичных силикатах (ам – амфибол), пл – плагиоклаз, габбронорит мелко-среднезернистый пойкилитовый; б – зональный кристалл высококита (vy) с брэггитовой зоной (br), в обогащенной Pt центральной части насыщен включениями халькопирита (сп), рп – пентландит, габбронорит мелкозернистый пойкилитовый; в – тесные скелетные сростания высококита (vy) с пентландитом (рп), напоминающие структуры распада твердого раствора, ро – пирротин, ср – халькопирит, ам – амфибол, орх – ортопироксен, габбронорит неравнозернистый.

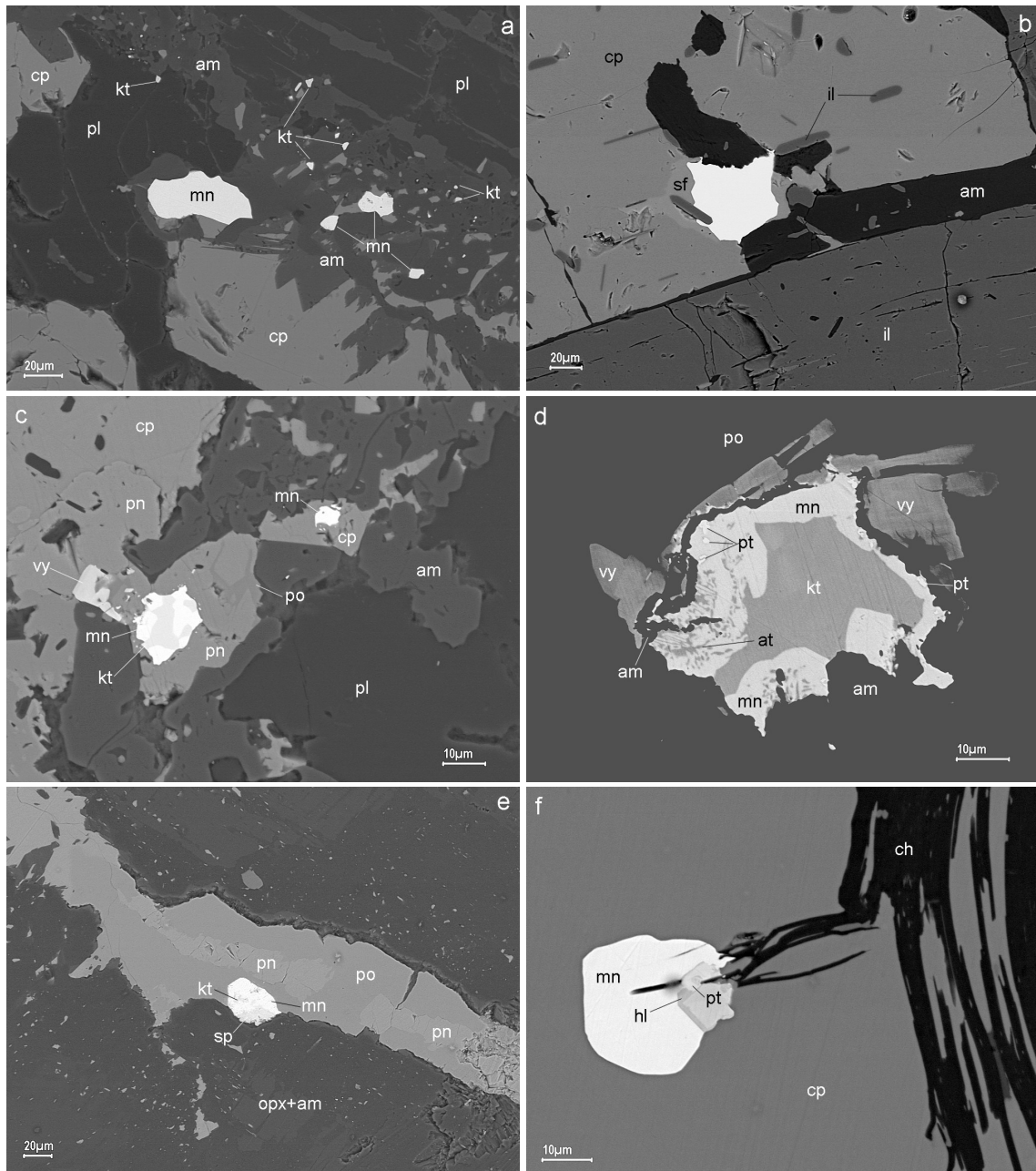


Рис. 14. Морфология и микроассоциации мончеита и котульскита (SEM-фото): а – крупное зерно мончеита (mn) в окружении мелких мончеитовых зерен и тонкой котульскитовой вкрапленности (kt) во вторичных амфиболах вблизи крупного сульфидного вкрапленника, ср – халькопирит, пл – плагиоклаз, габбронорит неравномернотермический пойкилитовый; б – котульскитовый вкрапленник (белое) в сульфидно-силикатной псевдоморфозе по титаномagnetиту в ассоциации со сфалеритом (sf), ср – халькопирит, ил – ильменит, ам – амфибол, габбро кварцевое, среднетермическое; в – котульскит(kt)-мончеитовый(mn) вкрапленник в краевой части крупного сульфидного гнезда в мелкозернистом пойкилитовом габбронорите, vy – высокоцитит, pn – пентландит, ср – халькопирит, ро – пирротин, ам – амфибол, пл – плагиоклаз; д – сложное сростание МПМ в пирротиновой (po) матрице: котульскит (kt), окаймленный мончеитом (mn) и высокоцититом (vy), видна блочная неоднородность высокоцитита, обусловленная вариациями соотношения платина-палладий; мончеит и высокоцитит разделены амфиболовой каймой (am), мончеит насыщен тонкими вростками изоферроплатины (pt) и атокита (at); габбронорит мелкозернистый пойкилитовый; е – комплексный сросток мончеита (mn), котульскита (kt) и сперрилитита (sp) в пирротин (po)-пентландитовом (pn) микропрожилке в амфиболизованном ортопироксене (орх+ам), оливинсодержащий плагиоипироксенит; ф – сросток идиоморфных кристаллов мончеита (mn), платарсита (pt), холлингуоррита (hl) в краевой части крупного халькопиритового (cp) вкрапленника, ch – хлорит, оливиновый плагиоипироксенит.

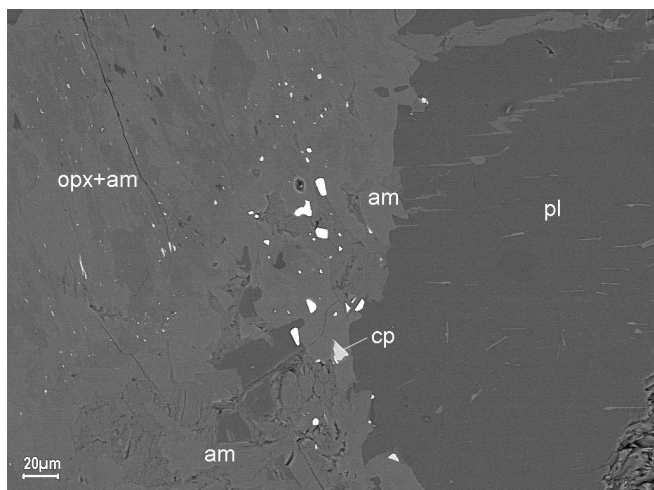


Рис. 15. Группа (кластер) мелких катульскитовых зерен (белое) в амфиболовой кайме (am) на границе плагиоклаза (pl) и амфиболизированного ортипироксена (орх+ам), ср – халькопирит, габбронорит амфиболизированный (SEM-фото).

менчивый состав и обилие микропримесей, иногда примесь Au, часто наблюдаются составы промежуточные между стиллуотеритом и палладоарсенидом. Почти постоянно содержат незначительную примесь Te, что также может указывать на вторичную природу арсенидов.

Таблица 9. Химический состав арсенидов палладия из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы, микрозондовый анализ, мас. %

S	Fe	Co	Ni	Cu	As	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Pt	Au	Сумма
Стиллуотерит													
0.03	0.08	–	–	–	17.29	77.29	–	5.01	–	0.35	–	0.13	100.18
0.07	0.24	0.04	–	–	17.09	76.71	–	3.68	–	1.43	1.00	0.15	100.41
0.05	0.12	–	–	–	22.74	76.18	0.56	–	–	0.30	–	–	99.95
0.09	0.15	–	–	0.11	22.17	76.72	0.60	–	–	0.34	–	–	100.31 *
	0.13	–	0.02	0.12	21.23	79.67	–	–	–	–	0.19	–	101.36
0.07	0.15	–	–	–	20.37	79.27	–	–	–	–	0.45	–	100.31
–	0.33	–	–	0.18	21.18	77.65	–	–	–	0.11	–	–	99.59 **
0.24	0.75	–	–	1.04	20.88	76.60	–	–	0.71	–	–	–	100.22
Палладоарсенид													
0.07	0.14	–	–	0.05	23.93	70.89	–	4.75	–	0.35	–	–	100.18
0.07	0.43	–	–	0.23	25.84	74.02	0.25	–	–	0.10	–	–	100.94
0.11	0.31	–	–	0.30	23.14	75.30	1.05	–	–	–	–	–	100.21
Без названия $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)?$													
0.04	0.14	–	–	0.26	19.80	69.79	–	3.61	–	0.15	0.11	6.46	100.36
0.05	0.18	–	0.03	0.15	20.16	71.36	0.40	–	–	–	–	6.52	98.85
0.04	0.56	–	–	0.12	22.08	70.21	2.10	–	–	0.14	–	5.76	101.15 ***

Примечание. В сумму включены (мас. %): * – Pb (0.13); ** – Bi (0.14); *** – Rh (0.14).

Для палладиевых арсенидов наиболее типичны сложные срastания с катульскитом, сперрилитом, между собой. Иногда удается наблюдать признаки замещения катульскита стиллуотеритом и фазой $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)$ (рис. 13, гл. 6 в данной книге): арсениды имеют четкие фазовые границы между собой, а с катульскитом – диффузные, кроме того, катульскит наблюдается в виде «теневых» участков в арсенидах. Ту же природу (результат замещения теллурида арсенидом), возможно, имеют и чрезвычайно сложные мозаичные срastания арсенидов Pd и Pt с катульскитом (рис. 19 а, b).

Химический состав сперрилита (табл. 8) близок к стехиометрическому, из примесей отметим незначительную примесь Rh до 0.5 мас. %.

Арсениды Pd (табл. 9) имеют более из-

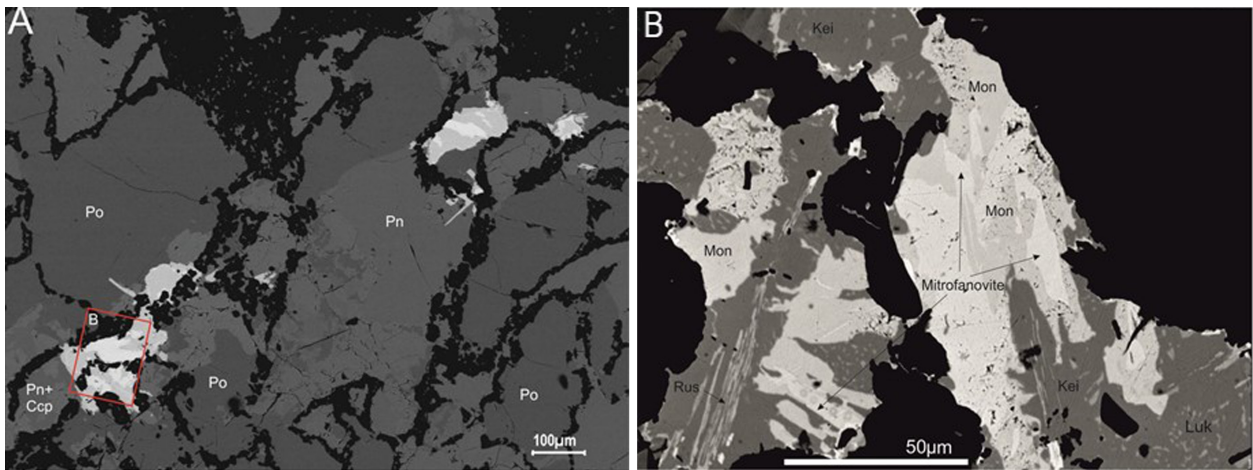


Рис. 16. SEM-фото отдельных зерен и гнездообразных кластеров различных платиноидов (белое и светло-серое) в Cu-Fe-Ni-сульфидах (А), красный контур – место митрофановита: Pn – пентландит, Po – пирротин, Ср – халькопирит, черное – амфибол. (В) – увеличенный фрагмент в красном контуре: митрофановит и ассоциирующие с ним минералы (mon – мончеит, kei – кейтконнит, luk – луккулайсваараит, rus – рустенбургит).

Сульфоарсениды – основные концентраторы Rh, Ir, Ru, довольно многочисленны, но размеры их не велики (рис. 4 е, f; 5; 14 f). Всего обнаружено 23 зерна холлингуортита размером до 10 μm (в единичном случае до 25 μm), 8 зерен платарсита – до 10 μm, 16 зерен ирарсита – до 5 μm, 1 зерно руарсита – до 8 μm. Ассоциируют они чаще всего с ранними пентландитом и пирротинном. В единичных случаях холлингуортит установлен в халькопирите, пирите, в сростании с Pd-содержащим кобальтином и мончеитом, а платарсит – в ассоциациях с Pd-арсенидами. Химический состав хол-

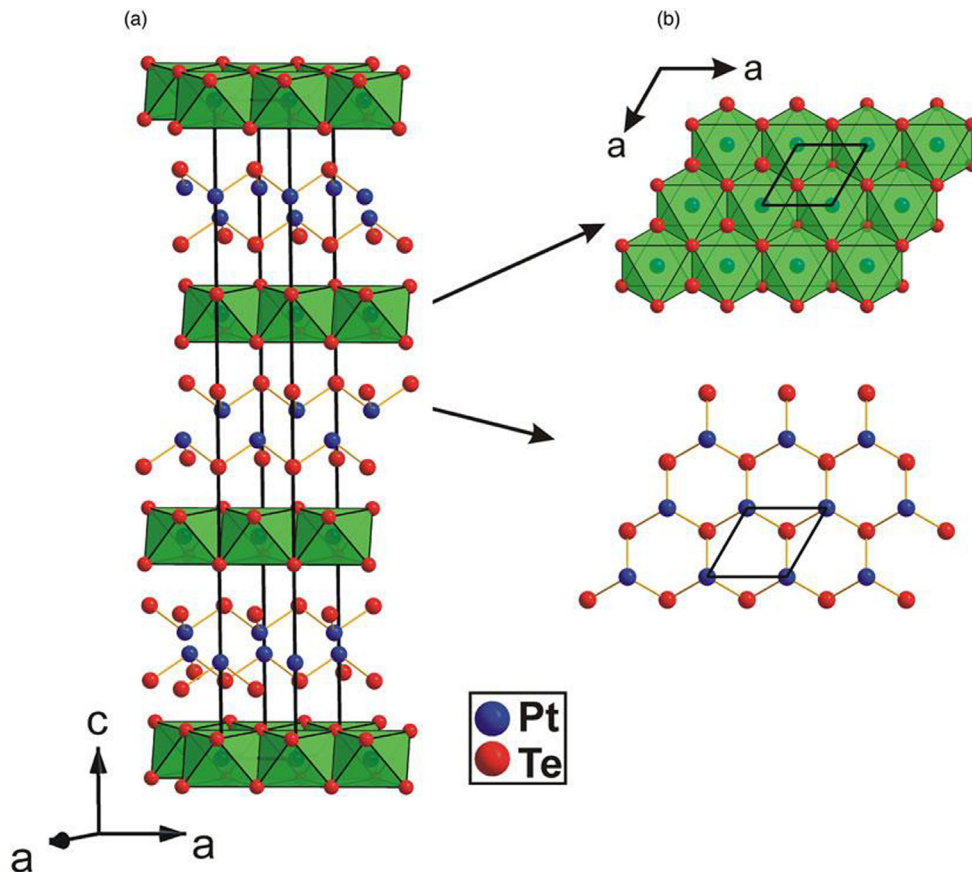


Рис. 17. Модель кристаллической структуры митрофановита (Subbotin et al., 2019).

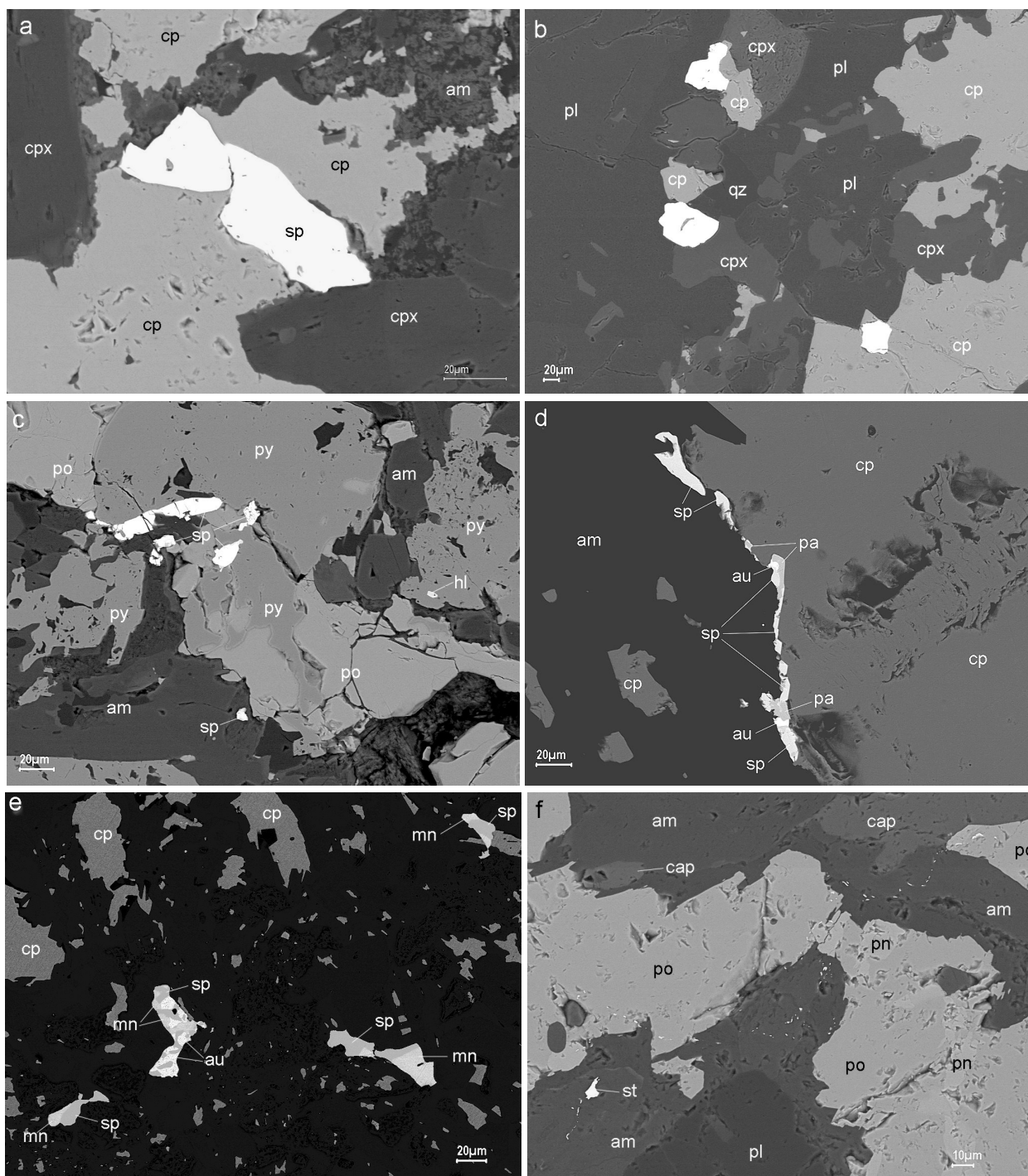


Рис. 18. Морфология и ассоциации сперрилиты (SEM-фото): а – крупные кристаллы сперрилиты (sp) в халькопиритовом агрегате (cp), cpx – клинопироксен, am – амфибол, габбро кварцевое, среднезернистое; б – кристаллы сперрилиты (sp) в интерстициях зерен халькопирита (cp), кварца (qz), плагиоклаза (pl), клинопироксена (cpx), габбро среднезернистое, амфиболизированное; в – группа зерен сперрилиты (sp) в амфибол(am)-пирит(py)-пирротиновом (po) агрегате, hl – холлингуортит, габбронорит неравномернозернистый, амфиболизированный; д – каемчатое выделение сперрилиты (sp) и палладоарсенида (pa) с включениями электрума (au) на границе халькопиритового вкрапленника (cp) и амфибола (am), габбро пегматоидное; е – сложные сростания сперрилиты (sp), мончеита (mn) и электрума (au) в тонкозернистом амфибол-халькопиритовом (cp) агрегате, габбронорит неравномернозернистый, амфиболизированный; ф – хлорapatит (cap) в ассоциации со сперрилитом (sp), образующим цепочку очень мелких ($\leq 1\mu\text{m}$) зерен, которая «пересекает» пентландит (pn)-пирротиновый (po) вкрапленник и амфиболы (am), st – стиллуотерит, pl – плагиоклаз, метагаббронорит.

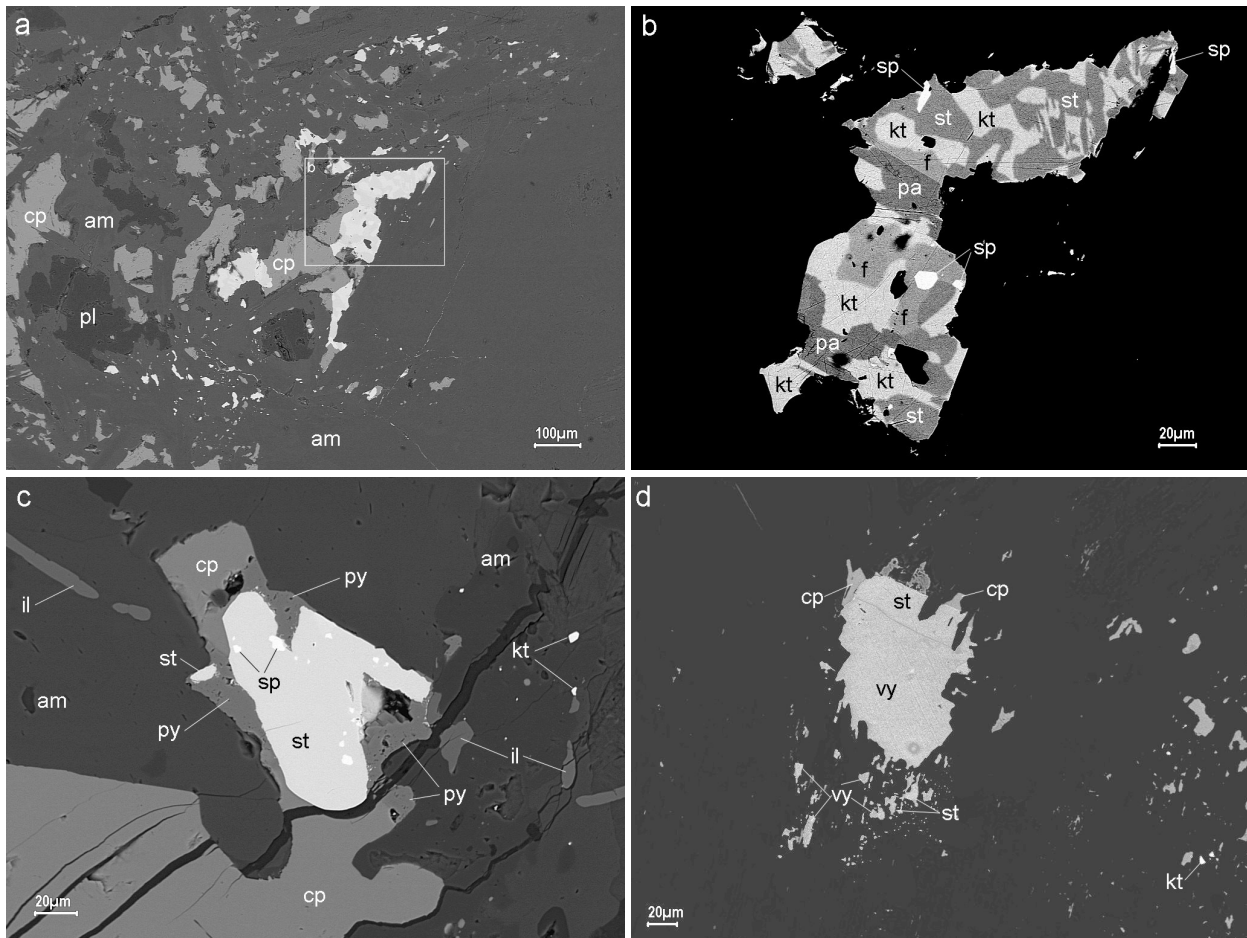


Рис. 19. Морфология и ассоциации стиллуотерита (st) и других арсенидов Pd (SEM-фото): а – скопление крупных сложных сростаний и тонкой вкрапленности арсенидов и теллуридов Pd и Pt в тонкозернистом халькопирите (cp)-амфибол (am)-плагноклазовом (pl) агрегате вблизи крупного халькопиритового вкрапленника; б – увеличенное контрастное изображение фрагмента, обведенного рамкой: st – стиллуотерит, kt – котульскит, pa – палладоарсенид, sp – сперрилит, f – фаза $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)$; габбронорит пегматоидный; с – стиллуотерит с включениями сперрилита (sp), частично окаймленный пиритом (py), на краю халькопиритового (cp) вкрапленника, kt – котульскит, il – ильменит, am – амфиболы, габбро кварцевое, среднезернистое, сильно амфиболлизированное; d – комплексный сросток стиллуотерита и высокоцита (vy) с ореолом тонкой вкрапленности этих же минералов и котульскита (kt) во вторичных силикатах, cp – халькопирит, плагпироксенит.

лингуртита из ассоциации с кобальтином приведен в таблице 8. Обычными также являются составы промежуточные между холлингуртитом, руарситом, ирарситом и платарситом. Часто они содержат и заметную примесь Os, то есть сульфоарсениды часто содержат весь спектр платиновых металлов.

Au-Ag-Pd-сплавы и другие интерметаллиды. В рудах месторождения, как и в целом на Федорово-Панском массиве, установлены две разновидности самородного золота и серебра. Наиболее распространенная с пробностью 700–800 ‰ (электрум – обнаружено 48 зерен), более редкая с пробностью 930–960 ‰ (палладистое золото – 13 зерен) и еще более редкая с пробностью около 600 ‰ – Ag,Au-сплав (единичные зерна).

Максимальный установленный размер не превышает 30 мкм. Палладистое золото типоморфно для ранней ассоциации МПМ, электрум и серебро – для поздней. Иногда обе разновидности встречаются в смешанных парагенезисах со сперрилитом и ранним мончейтом. Морфология и ассоциации самородного золота показаны на рисунке 20 a-d, f, химический состав в таблице 10.

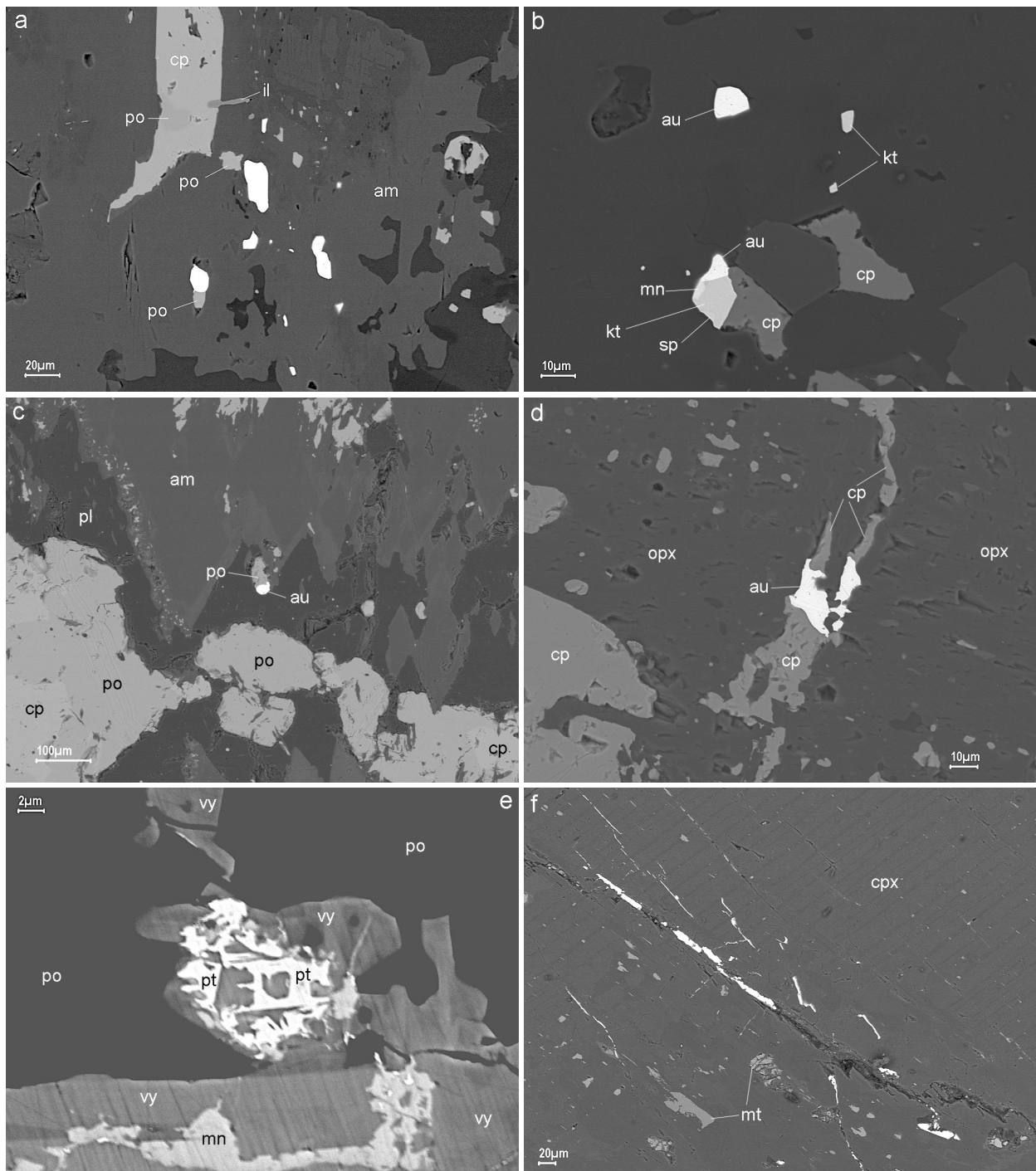


Рис. 20. Морфология и ассоциации самородного золота и изоферроплатины (SEM-фото): а – группа зерен палладистого золота (белое) в амфиболе (am), ср – халькопирит, ро – пирротин, il – ильменит, габбронорит мелкозернистый, пойкилитовый; б – палладистое золото (au) во вторичных силикатах и в сростании с котульскитом (kt), мончеитом (mn), халькопиритом (ср), sp – сперрилит, габбро пегматоидное; с – относительно крупное изометричное зерно палладистого золота (au) в сростании с пирротинном (ро) в реакционной амфиболовой (am) кайме вблизи халькопирит (ср)-пирротинового (ро) вкрапленника, pl – плагиоклаз, габбронорит неравномернозернистый; d – ксеноморфные выделения электрума (au) в халькопиритовом (ср) прожилке в ортопироксене (орх), метагаббронорит; е – скелетные сростания изоферроплатины (pt) с мончеитом (mn) и висоцкитом (vy) в пирротиновой (ро) матрице, видна блочная неоднородность висоцкита, обусловленная вариациями содержаний палладия и платины; f – микропрожилки электрума (белое) в клинопироксене (срх), mt – магнетит, габбронорит пегматоидный.

В этой же таблице приведены химические составы Pt-Fe-сплавов и звягинцевита. Эти минералы, как и Pd-Pt-станныды, относятся к категории редко встречающихся и типоморфны для рудной минерализации с ранней ассоциацией МПМ (рис. 20 е).

Таблица 10. Химический состав самородного золота, серебра, изоферроплатины и звягинцевита из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы по данным микронзондового и SEM/EDS-анализов, мас. %

S	Fe	Ni	Cu	Pd	Ag	Pt	Au	Pb	Сумма
Au-Ag-Pd-сплавы									
0.26	0.20	0.03	0.25	1.44	1.69	–	95.22	–	99.09
0.10	0.36	–	0.23	3.48	0.78	–	93.65	–	98.60
0.23	0.54	–	0.06	0.30	16.20	–	82.39	–	99.72
–	–	–	–	5.00	1.03	–	93.96	–	99.99 *
–	1.53	–	0.46	7.45	12.31	–	78.26	–	100.01 *
–	–	–	–	0.92	36.93	–	62.15	–	100.00 *
Pt-Fe-сплавы									
–	8.08	–	–	4.45	–	83.68	–	–	99.99 ¹ *
–	12.06	–	–	3.76	–	84.18	–	–	100.00 *
Звягинцевит									
–	–	–	–	57.31	–	1.57	3.23	37.90	100.01 *

Примечание. В сумму включены (мас. %): ¹ – Sn (3.78); * – SEM/EDS-анализ.

Заключение

Закономерное сходство и наиболее яркие черты отличия вещественного состава руд В. Чуарвы и других малосульфидных месторождений Федорово-Панского рудного узла были отмечены во вводной части настоящей главы. Они однозначно указывают на однотипный механизм генезиса этих месторождений в рамках позднемагматической модели формирования малосульфидных ЭПГ-содержащих руд в рифовых и маргинальных зонах крупных расслоенных интрузий (Надретт, 2003) и, одновременно, свидетельствуют о широких вариациях условий рудогенеза конкретных месторождений.

Этими же обстоятельствами объясняется сходство рассмотренного оруденения с малосульфидной платинометалльной минерализацией J-М Рифа комплекса Стиллиуотер (Volborth et al., 1986; Zientek et al., 2002). Наиболее значимыми отличиями от J-М Рифа являются весьма слабая распространенность на В. Чуарвы Pt-сплавов и более интенсивная степень гидротермально-метасоматических преобразований рудных пород.

Выявленные на В. Чуарвы ранняя (сульфидно-теллуридная) и поздняя (арсенидно-теллуридная) минеральные ассоциации платиноидов соответствуют, по-видимому, первичной, сформированной в позднемагматических условиях, и вторичной, переотложенной в результате процессов гидротермально-метасоматических изменений. Последние проходили в режиме высокой активности летучих компонентов (Cl, H₂O, CO₂ и др.) и при температурах от 800 до 350 °С (Дистлер и др., 1988). Влияние постмагматических гидротермальных процессов на состав руд, в первую очередь на соотношение Pt, Pd, Cu, выявлено в последнее время и при минералого-геохимическом изучении J-М Рифа (Polovina et al., 2004). Авторы этой работы полагают, что Pt и Pd из первичных руд могли выноситься в виде бисульфидных и хлоридных комплексов гидротермальными флюидами, богатыми летучими компонентами при температуре около 350 °С.

Благороднометалльная минералогическая специализация разных петрографических типов рудных пород свидетельствует о длительной и сложной истории формирования месторождения В. Чуарвы. Представляется, что обе ассоциации МПМ являются результатом (начальным и конеч-

ным) единого процесса позднемагматической кристаллизации сульфидного расплава, обогащенного ЭПГ. Условия кристаллизации при этом в начале и в конце этого процесса значительно различались. В частности, в конце процесса кристаллизации МПМ и сульфидов флюидный режим отличался от начальной стадии рудогенеза значительным обогащением летучими компонентами (Cl, As, H₂O, CO₂, щелочи и др.). Существенное усиление активности летучих, по-видимому, способствовало переносу и перераспределению ЭПГ в новых минеральных формах.

Литература

1. Дистлер В.В., Гороховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
2. Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П., Рундквист Т.В., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Карпов С.М. Особенности геологического строения Федорово-Панского расслоенного массива и проявления платиновых металлов в его восточной части // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов: сб. науч. тр. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. 5. С. 143–152.
3. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
4. Cabri L.J. The Platinurn-Group Minerals // *Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinurn-Group Elements*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Edited by L.J. Cabri. 2002. Spec. V. 54. P. 13–129.
5. Kazanov O., Kalinin A. The structure and PGE mineralization of the East Pansky layered massif // *An Interreg Tacis Project: strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North*. Project publication, V. I. Apatity: KSC RAS, 2008. P. 57–68.
6. Polovina J.S, Hudson D.M., Jones R.E. Petrographic and geochemical characteristics of postmagmatic hydrothermal alteration and mineralization in the J-M Reef, Stillwater Complex, Montana // *Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. No. 2. P. 261–277.
7. Subbotin V.V., Vymazalova A., Laufek F., Savchenko Ye.E., Stanley C.J., Gabov D.A., Plasil J. Mitrofanovite, Pt₃Te₄, a new mineral from the East Chuarvy deposit, Fedorovo-Pana intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2019. V. 83. P. 523–530.
8. Subbotin V.V., Vymazalova A., Laufek F., Savchenko Y.E., Stanley C.J., Gabov D.A., Plasil J. Mitrofanovite, IMA 2017–112. CNMNC Newsletter No. 42. April 2018. P. 450 // *Mineralogical Magazine*. 2018. V. 82. P. 445–451.
9. Volborth A., Tarkian M., Sturpel E.F., Housley R.M. A Survey of the Pd-Pt Mineralization along the 35-km Strike of the J-M Reef, Stillwater Complex, Montana // *Canadian Mineralogist*. 1986. V. 24. No. 2. P. 329–346.
10. Vymazalova A., Grokhovskaya T.L., Laufek F., Rassulov V.A. Lukkulaisvaaraite, Pd₁₄Ag₂Te₉, a new mineral from Lukkulaisvaara intrusion, northern Russian Karelia, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2014. V. 78 (7). P. 1743–1754.
11. Ward M., McLaughlin D., Kalinin A., Kazanov O., Voitekhovich V. Kola Mining Geological Company LTD (KMGC) – prospecting for PGE in the eastern part of Pansky Tundra area // *An Interreg Tacis Project: Strategic Mineral Resources of Lapland – Base for the Sustainable Development of the North*. Project publication. V. I. Apatity: KSC RAS, 2008. Russia. P. 52–55.
12. Zientek M.L., Cooper R.W., Corson S.R., Geraghty E.P. Platinurn-Group Element Mineralization in the Stillwater Complex, Montana // *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinurn-Group Elements*. Edited by L.J. Cabri. 2002. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special. V. 54. P. 459–481.

ГЛАВА VI

ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА: ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА

Важнейшим рудным узлом Кольской платинометалльной провинции является Федорово-Панская расслоенная ультрамафит-мафитовая интрузия (Митрофанов и др., 1994; Mitrofanov et al., 1997; Schissel et al., 2002; и др.). Именно в ней за последние 20 лет, благодаря масштабным научно-исследовательским, поисковым и геологоразведочным работам Геологического института КНЦ РАН и ОАО «Пана», компаний ВНР Minerals, Barrick Gold, UralPlatinum Holding Ltd, ООО «Кольская ГГК» и другим, открыто 4 месторождения и ряд перспективных рудопроявлений элементов платиновой группы (далее ЭПГ). ЭПГ-оруденение Федорово-Панской интрузии повсеместно пространственно и генетически связано с сульфидной медно-никелевой минерализацией и относится к важнейшему малосульфидному геолого-промышленному типу к которому также принадлежат риф Меренского (Бушвельд, ЮАР) J-M риф (Стиллуотер, США); Главная сульфидная зона (Великая Дайка, Зимбабве); малосульфидные руды Норильского района (месторождения Октябрьское, Норильск I), SK риф залежи Наркус (Порtimo, Финляндия) и др., поставляющие основную долю платиновых металлов на мировой рынок.

Во всех разведанных в Федорово-Панском интрузивном комплексе месторождениях (Федорова Тундра, Киевей, Северный Каменник, Восточное Чуарвы (Schissel et al., 2002; Казанов, Калинин, 2008; Корчагин, Митрофанов, 2008; Корчагин и др., 2009, 2016; и др.) уровни содержаний благородных и цветных металлов в рудах хорошо согласуются с большинством малосульфидных платинометалльных месторождений. Для сравнения в таблице 1 по литературным данным (Налдретт, 2003; Sluzhenikin, Mokhov, 2015) приведены содержания металлов платиновой группы, золота, серебра и других рудогенных элементов в малообъемной технологической пробе платинометалльной руды месторождения Федорова Тундра и в аналогичных классических месторождениях мира. Но в то же время минералогические исследования платинометалльных минеральных ассоциаций Федорово-Панской интрузии показали, что они обладают рядом специфических особенностей состава и генезиса в сравнении с другими мировыми аналогами.

Минералого-геохимическое исследование платинометалльных минеральных ассоциаций месторождений Федорово-Панской интрузии выполнено одновременно с изучением вещественного состава руд во время поисково-оценочных и геологоразведочных работ на этих месторождениях. Проведено оно по методике, разработанной и апробированной на малосульфидных платинометалльных рудах месторождений В. Чуарвы, Киевей, Федорова Тундра и С. Каменник, принятых на государственный баланс по результатам геологоразведочных работ 2001–2014 гг. (Корчагин и др., 2009, 2016; и др.). Используемая методика предполагает исследование минералов платиновых металлов (далее МПМ) в естественных полированных образцах руд и пород, чем выгодно отличается от широко распространенных сейчас методов изучения минеральных зерен в раздробленном и предварительно обогащенном материале – протолочках и концентратах. Методика позволяет наблюдать минералы в естественных формах, размерах, ассоциациях и взаимоотношениях, не нарушенных никакими техногенными процессами.

Всего по месторождениям и рудопроявлениям изучено около 2000 аншлифов. По химическому составу диагностировано более 5600 зерен МПМ, золота и серебра; определены их размеры

Таблица 1. Содержания металлов платиновой группы, золота, серебра (г/т) и других рудогенных элементов (мас.%) в малообъемной технологической пробе платинометалльной руды месторождения Федорова Тундра и в других месторождениях мира (Налдретт, 2003; Sluzhenikin, Mokhov, 2015)

Месторождения	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Ag	Ni	Cu	Собщ
Федорово-Панский комплекс, месторождение Федорова Тундра	0.36	1.45	0.027	0.064	0.004	<0.004	0.14	0.35	0.07	0.13	0.44
Норильск, Октябрьское месторождение, малосульфидные руды	2.015	6.085	0.285	0.041	0.024	0.011	0.252	н.д.	0.80	1.10	1.55
Бушвельд, сульфидные руды Верхней зоны	0.73	0.90	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.47	н.д.	0.15	0.96	2.26
Бушвельд, Платриф, сульфидная минерализация в пегм. норитах	1.13	0.93	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.14	н.д.	0.14	0.05	н.д.
Интрузия Пеникат, риф SJ	2.67	2.70	0.37	0.12	0.10	0.06	0.08	н.д.	0.16	0.06	0.13
Интрузия Пеникат, риф AP I	2.29	6.64	0.22	0.03	0.04	0.02	0.25	н.д.	0.06	0.11	0.29
Интрузия Пеникат, риф PV	3.91	2.32	0.09	0.11	0.08	0.05	0.27	н.д.	0.24	0.25	0.79
Маргинальные серии блоков Суханко, Контиярви, риф SK интрузии Наркаус	0.38	1.54	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.13	н.д.	0.08	0.18	н.д.
Садбери, месторождение Ривер Вэлли	0.344	1.016	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.063	н.д.	0.021	0.1	н.д.

Примечание. н.д. – нет данных.

и микроассоциации. Для каждого месторождения выполнена количественная оценка распространенности различных благороднометалльных минералов.

Все аналитические работы проведены в ГИ КНЦ РАН, аналитик Е.Э. Савченко. Выполнено более 2000 SEM/EDS-анализов минералов благородных металлов, главных сульфидов, оксидов, силикатов и др. на SEM Leo-1450 с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Bruker XFlash-5010 и программным обеспечением Quantax-200. Несколько сотен этих анализов продублированы на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 CAMECA с использованием стандартных методик и эталонов.

Федорово-Панский расслоенный интрузивный комплекс расположен в центральной части Кольского полуострова на границе архейских и раннепротерозойских пород. Протяженность его составляет 90 км при мощности до 4 км. Крупными тектоническими нарушениями массив разбит на три блока: Федорова Тундра, Западно-Панский и Восточно-Панский. Согласно современным данным, каждый из этих блоков представлял собой самостоятельную магматическую камеру со своей историей формирования и различными механизмами внутрикамерной дифференциации. Месторождения и рудопроявления локализованы в разных интрузивных блоках на разных стратиграфических уровнях разрезов и контролируются различными структурными элементами этих интрузий (рис. 1):

- краевой (базальной) зоной массива Федорова тундра;
- Северным и Южным рифами в расслоенных горизонтах Западно-Панского массива;
- расслоенным горизонтом Восточно-Панского массива.

Результаты выполненных минералогических исследований показали, что комплексному орудуению интрузии свойственны разнообразие структурно-вещественных типов, условий нахождения, богатство минералами платиновых металлов, сложная многостадийная история формирования, проявление пространственной неоднородности и зональности в распределении разных МПМ и их составе.

Эти черты в комплексе с геологическими, геохимическими и геохронологическими данными (Баянова, 2004; Нивин и др., 2004; Габов и др., 2007; Subbotin et al., 2008; Грошев и др., 2009; и др.) позволяют подразделить все месторождения и проявления на три типа (табл. 2).



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Федорово-Панского интрузива.

По данным изотопно-геохронологического датирования U-Pb методом по цирконам (Дубровский, Рундквист, 2008), оруденение первых двух типов сформировалось в узком временном интервале – 2485 ± 9 – 2491 ± 1.5 млн лет. Оруденение третьего типа было сформировано примерно на 40 млн лет позднее (2447 ± 12). Ближайшим аналогом оруденения краевого типа (месторождение Федорова Тундра) являются месторождения ЭПГ в маргинальных зонах интрузивного комплекса Портимо в северной Финляндии (Alapieti, Lahtinen, 2002; Schissel, 2002; Налдретт, 2003). Особенности строения и распределения ЭПГ-оруденения Северного платиноносного рифа (месторождения Киевей, С. Каменник) во многом аналогичны рифу J-M комплекса Стиллуотер и рифу SK комплекса Портимо (Alapieti, Lahtinen, 2002; Налдретт, 2003; Корчагин и др., 2009, 2016).

Оруденение всех трех типов характеризуется четко выраженной палладиевой специализацией ($Pd/Pt - 2.5-9.5$) и преобладанием меди над никелем ($Cu/Ni - 1.1-1.9$). Минералогически оно представлено бедной халькопирит-пентландит-пирротиновой минерализацией с локальными проявлениями халькопирит-борнит-миллеритовой (рис. 2). Общее содержание сульфидов в руде среднего качества около 1–1.5 мас. %.

В рудах федорово-панских месторождений установлено более 80 рудных минералов, 50 из которых – минералы платиновых металлов и золота, остальные – сульфиды, сульфоарсениды, селениды, теллуриды и оксиды цветных и черных металлов. В разных петрографических типах пород (плагипироксенитах, норитах, габброноритах, анортозитах и др.) сульфиды и платиноиды ассоциируют с плагиоклазами, орто- и клинопироксенами, оливином, амфиболами, магнетитом, ильменитом, апатитом, бадделеитом, цирконом. В измененных оруденелых породах к ним добавляется кварц, альбит, хлориты, серпентин, слюды, алмадин, клиноцоизит, эпидот, лейкоксен, кальцит, монацит, торит и др.

Главными в составе малосульфидных руд являются халькопирит, пентландит, пирротин и редко, на локальных участках – пирит и миллерит. Их соотношение в среднем по руде в пересчете на 100 %-й сульфид показано на рисунке 3, где для сравнения приведены данные по месторождениям Северного рифа (Киевей и С. Каменник) и Федоровой Тундры.

Доля главных сульфидов в общей сульфидной массе составляет обычно 95–100 %. В качестве второстепенных, аксессуарных и вторичных минералов в переменных количествах присутствуют пирит, троилит, макинавит, миллерит, годлевскит, зигенит, борнит, сфалерит, марказит, виоларит. Редкими аксессуарными являются галенит, аргентопентландит, молибденит, хаулеит, кобальтин, гессит, клаусталит, науманнит, таркианит и др.

Таблица 2. Основные типы платинометалльного оруденения Федорово-Панского интрузивного комплекса

Тип оруденения	Типичные содержания и отношения компонентов	Локализация оруденения	Специфика минерального состава оруденения
Краевой (Федорова Тундра)	ЭПГ+Au – 0.5–3 г/т; Ni – 0.04–0.10 мас.%; Cu – 0.04–0.20 мас.%; Pd/Pt = 4.4 Cu/Ni = 1.8	Локализован в базальной зоне массива Федорова Тундра в такситовых габброноритах краевой серии, содержащих автолиты пироксенитов вышележащей расслоенной серии. Образует мощные (до 280 м) и протяженные (до 1.5 км) линзовидно-пластообразные залежи сложного строения	Вкрапленные сульфиды с локальными проявлениями массивных сульфидов. Доминируют: халькопирит, пирротин и пентландит; минералы изоморфных рядов котульскит-соболевскит, высокоцит-брэггит, мончеит-меренскиит и Au, Ag. Среднее содержание Pd в пентландите 420 г/т. Среднее содержание сульфидов 1–2 мас. %
Рифовый (Северный риф, Киевей, С. Каменник)	ЭПГ+Au – 0.8–8 г/т; Ni – 0.05–0.15 мас.%; Cu – 0.05–0.20 мас.%; Pd/Pt = 6.7; Cu/Ni = 1.1	Контролируется определенными подразделениями (циклами) магматической стратификации Нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива. Локализован в пироксенитовом слое в основании 2-го цикла, в габброноритах и лейкогаббро и в участках их тонкого переслаивания 2-го и 3-го циклов. Образует маломощные (до первых метров) протяженные (до нескольких километров) пластообразные залежи	Бедная, неравномерная, интерстициальная сульфидная вкрапленность. Главные минералы – халькопирит, пентландит и пирротин; котульскит, мончеит, высокоцит, брэггит, (Au,Ag,Pd). Среднее содержание Pd в пентландите 1800 г/т. Среднее содержание сульфидов около 1 мас. %
Рифовый переогложенный (Южный риф)	ЭПГ+Au – 1–20 г/т, в единичных пробах до 220 г/т; Ni – 0.03–0.13 мас.%; Cu – 0.05–0.20 мас.%; Pd/Pt = 9.5; Cu/Ni = 1.9	Контролируется линзовидными телами анортозитов в Верхнем расслоенном горизонте Западно-Панского массива. Сульфиды образуют согласные линзы и шлировидные зоны мощностью 0.5–2.0 м и протяженностью до первых сотен метров вблизи кровли и подошвы анортозитовых тел. Минерализация прерывистая по простиранию и падению	Крайне неравномерное, бедное сульфидное оруденение, нередко без видимых сульфидов. Главные минералы – халькопирит, борнит, пентландит, миллерит, пирротин; высокоцит, брэггит, котульскит, кейтконнит, теллурупалладинит, мончеит, сперилит, стиллуотерит, торнроозит, (Au,Ag,Pd). Среднее содержание Pd в пентландите 1100 г/т. Среднее содержание сульфидов 0.5–1 мас. %

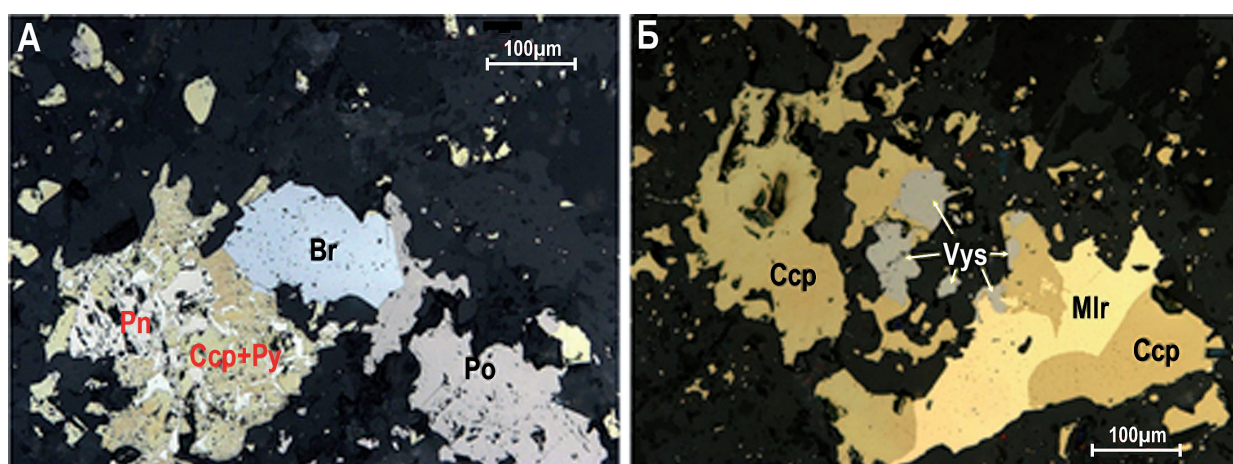


Рис. 2. Морфологические особенности сульфидной вкрапленности халькопирит-пирротин-пентландитового (А) и халькопирит-борнит-миллеритового (Б) типов. Ссп – халькопирит, Ро – пирротин, Рп – пентландит, Млг – миллерит, Ру – пирит, Вр – брэггит, Vys – высокоцит. Фото аншлифов.

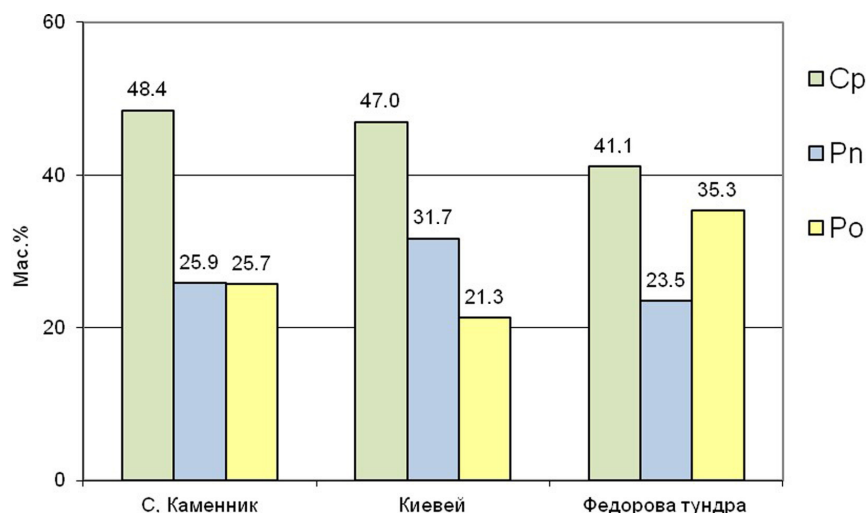


Рис. 3. Соотношение главных сульфидов в руде месторождений С. Каменник, Киевей и Федорова Тундра, в пересчете на 100 %-й сульфид: Cr – халькопирит, Pn – пентландит, Po – пирротин; С. Каменник – по данным опробования поверхностных обнажений, 29 проб; Киевей и Федорова Тундра – по данным технологического опробования.

Морфологически оруденение всех типов представлено тонкой, неравномерной интерстициальной сульфидной и сульфидно-оксидной вкрапленностью и минерализацией вкрапленно-гнездового типа с фрагментами прожилково-вкрапленных макро- и микротекстур. Локально, на всех месторождениях в интервалах до нескольких десятков сантиметров, распространены густовкрапленные руды, а на восточном фланге месторождения Федорова Тундра (участок Пахкварак) также локально распространены брекчиевидные и массивные сульфидные руды.

Размер сульфидных вкрапленников варьирует от тысячных долей до 1–2 мм в мелко-среднезернистых свежих или слабоизмененных габброноритах, анортозитах, габбро, норитах и плагиопироксенитах до относительно крупных полиминеральных гнезд (до 2–3 см) в более грубозернистых габброидах, особенно в интенсивно измененных. Вкрапленники, как правило, комплексные: халькопирит-пирротиновые, пентландит-пирротиновые, пентландит-халькопирит-пирротиновые. С увеличением степени изменения в составе вкрапленности увеличивается доля пирита, ильменита, лейкоксена, других аксессуарных и вторичных минералов.

Во всех типах оруденелых пород агрегаты и индивиды рудных минералов имеют сложную форму, подчиненную интерстициям первичных магматических и вторичных силикатов. Сульфидные вкрапленники практически всегда окружены реакционными каймами вторичных минералов (амфиболы, хлорит, клиноцоизит и др.).

Основными формами концентрации ЭПГ в рудах месторождений Федорово-Панского комплекса, как и на большинстве крупных малосульфидных месторождений мира (Дистлер и др., 1988), являются их собственные минералы (МПМ) и твердые растворы Pd в пентландите. Вариации содержаний Pd в пентландите, виоларите (вторичном минерале, развивающемся по пентландиту), годлевските и миллерите из платинометалльных руд месторождений и рудопроявлений Федорово-Панского комплекса показаны на рисунке 4. По данным 55 микрозондовых анализов среднее содержание Pd в пентландите месторождения Федорова Тундра составляет 420 г/т, месторождения Киевей – 1800 г/т (25 анализов), месторождения В. Чуарвы – 2300 г/т (24 анализа), рудопроявлений в анортозитах Южного рифа – 1100 г/т (11 анализов). При содержании пентландита в рудах среднего качества 0.05–0.4 мас. % примерно половина валового Pd всех месторождений Федорово-Панского рудного узла сосредоточена в пентландите.

Собственные минералы ЭПГ и золота, установленные в оруденении всех типов, насчитывают 50 минеральных видов и ряд новых минеральных фаз, что характеризует минеральный состав оруденения как весьма сложный. Такие редкие и слабо изученные минералы в составе федорово-

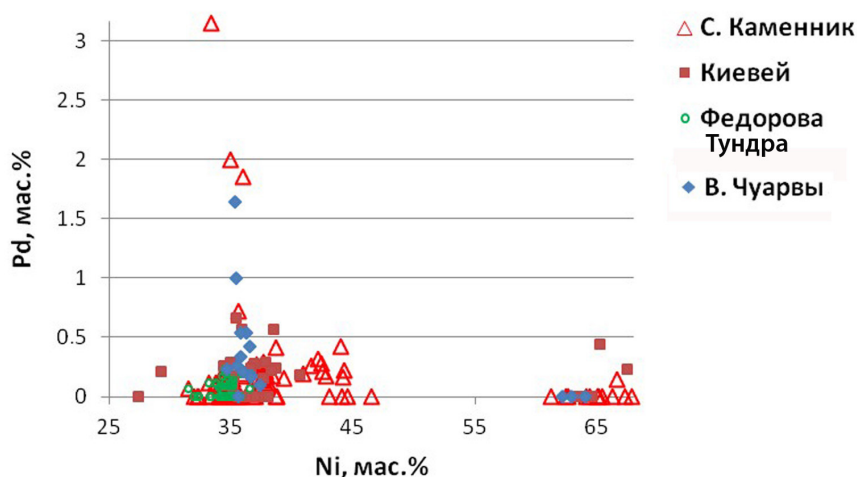


Рис. 4. Вариации содержаний Pd в пентландите, виоларите, годлевските и миллерите из платинометалльных руд участка С. Каменник и других месторождений Федорово-Панского комплекса по данным 177 микроспектральных и SEM/EDS-анализов.

панских руд, как маратонит, колдвеллит, боулесит, торнроозит и койоненнит (Kojonen et al., 2011; Stanley, Vymazalová, 2015; McDonald et al., 2016; McDonald, Cabri et al., 2016; Vymazalová et al., 2019) в России установлены впервые, а для луккулайсваарита и талхаммерита (Vymazalová et al., 2014; Vymazalová et al., 2018) – это вторые после их открытия в России находки. Теллурид платины состава Pt_3Te_4 – митрофановит, обнаруженный в руде месторождения В. Чуарвы, является новым минеральным видом (Subbotin et al., 2019).

Ведущими среди МПМ по распространенности являются: висоцкит, брэггит, сперрилит, стиллуотерит, мончеит, меренскиит, котульскит, соболевскит, кейтконнит, самородное золото (табл. 3). На долю этих минералов в общем балансе металлов в рудах приходится практически вся платина и золото и примерно половина палладия.

По преимущественной приуроченности к тому или иному петрографическому типу пород и на основании анализа морфологии, состава, парагенетических взаимоотношений разных МПМ между собой и с пороодообразующими силикатами и сульфидами все основные минералы благородных металлов могут быть подразделены на раннюю – сульфидно-теллуридную и позднюю – арсенидно-теллуридную минеральные ассоциации (табл. 4). Обе они довольно устойчиво проявлены в изученных месторождениях и рудопроявлениях Федорово-Панского интрузивного комплекса и в большинстве случаев достаточно надежно распознаются по преимущественной распространенности либо сульфидов, либо арсенидов Pt и Pd. Некоторая условность их выделения связана со смешанными парагенезисами, когда типоморфные для разных ассоциаций минералы (например, мончеит и сперрилит, или висоцкит и стиллуотерит) встречаются совместно, образуют сращения между собой, а явные признаки замещения одного минерала другим отсутствуют. Смешанные парагенезисы наиболее типичны для рудных пегматитов В. Чуарвы и анортозитов Южного рифа. Там и главные сульфидные минералы (пентландит, халькопирит и пирротин) образуют смешанные ассоциации с миллеритом, годлевскитом, кубанитом, борнитом, дигентом и другими относительно более поздними и более низкотемпературными минералами. На месторождениях Федорова Тундра, Киевей, С. Каменник, В. Чуарвы смешанные парагенезисы (совместно с поздними) чаще встречаются во фланговых частях рудных зон и в сопутствующих рудных линзах – участках, наиболее подверженных аутометасоматическим и метаморфическим преобразованиям.

Распределение разновозрастных ассоциаций МПМ в объеме рудных зон по типам пород вполне отчетливое: ранние платиноиды преимущественно приурочены к мезо-меланократовым кумулатам (габброноритам, норитам и плагиопироксенитам), а поздние – к анортозитам, лейкогаббро, габбро-пегматитам и интенсивно измененным габброидам.

Платинометалльная минерализация Федорово-Панского рудного района:
 типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса

Таблица 3. Относительная распространенность минералов платиновых металлов и золота (об. %) в рудах месторождений и рудопроявлений Федорово-Панского комплекса (по данным диагностики 6370 зерен SEM/EDS-методом)

МПМ и минеральные фазы	Федорова Тундра	Киевей. С. Каменник	Ю. Риф	В. Чуарвы	Максимальный размер зерен, μm
Золото (Au,Ag,Pd)	0.9	0.8	0.5	0.2	80×160
Серебро (Ag,Au,Pd)	е. з.	е. з.	е. з.	е. з.	5×10
Платина (Pt,Cu,Pd)	е. з.	–	–	–	0.5×2
Изоферроплатина (Pt,Pd) ₃ Fe	е. з.	е. з.	е. з.	е. з.	5×10
Хонгшит (Pt,Pd)Cu	–	е. з.	е. з.	–	3×15
Палладий (Pd,Hg,Ag)	е. з.	–	е. з.	–	0.5×2
Скаергаардит (Pd,Cu,Zn)	–	–	е. з.	–	5×10
Звягинцевит Pd ₃ Pb	–	е. з.	0.2	е. з.	10×15
Рустенбургит Pt ₃ Sn	е. з.	е. з.	–	е. з.	10×15
Нигглиит PtSn	е. з.	–	–	е. з.	3×5
Паоловит (Pd,Au) ₂ Sn	1.7	е. з.	–	е. з.	30×40
Атокит (Pd,Pt,Au) ₃ Sn	е. з.	е. з.	е. з.	е. з.	5×10
Маратонит Pd ₂₅ Ge ₉ *	е. з.	–	–	–	1×10
Паларстанид Pd ₅ (Sn,As) ₂	е. з.	е. з.	–	е. з.	30×40
Куперит-брэггит (Pt,Pd,Ni)S	14.7	13.8	20.2	27.3	150×750
Маланит Cu(Pt,Ir) ₂ S ₄	–	е. з.	–	–	5×20
Высоцкит (Pd,Pt,Ni)S	6.8	24.6	64.1	23.1	200×660
Василит Pd ₁₆ S ₇	–	–	е. з.	–	2×3
Лафламмеит Pd ₃ Pb ₂ S ₂	–	–	е. з.	–	5×5
Лаурит (Ru,Os)S ₂	–	е. з.	е. з.	–	5×5
Купрородсит Cu(Rh,Pt) ₂ S ₄	–	–	е. з.	–	3×5
Колдвеллит Pd ₃ Ag ₂ S *	е. з.	–	0.1	–	15×20
Боулесит PtSnS *	е. з.	е. з.	–	–	10×15
Талхаммерит Pd ₉ Ag ₂ Bi ₂ S ₄ *	–	е. з.	е. з.	–	5×15
Платарсит (Pt,Rh,Ru)AsS	–	–	–	е. з.	10×10
Ирарсит (Ir,Ru,Rh,Pt)AsS	е. з.	е. з.	е. з.	е. з.	5×10
Руарсит RuAsS	–	–	–	е. з.	2×3
Холлингвортит (Rh,Pt,Pd)AsS	е. з.	е. з.	е. з.	е. з.	10×20
Рениит (Re,Cu,Pt)S ₂ (?)	–	е. з.	–	–	3×5
Сперрилит PtAs ₂	1.1	1.2	1.5	13.1	50×250
Стиллуотерит Pd ₈ As ₃	4.7	0.9	1.5	2.5	140×180
Палладоарсенид Pd ₂ As	е. з.	е. з.	–	1.5	20×30
Меньшиковит Pd ₃ Ni ₂ As ₃	е. з.	–	е. з.	–	30×100
Винцентит (Pd,Pt) ₃ (As,Sb,Te)	е. з.	е. з.	0.3	е. з.	10×15
Атенсит (Pd,Hg) ₃ As	е. з.	–	–	–	2×3
Мертиит Pd ₁₁ (Sb,As) ₄	е. з.	е. з.	е. з.	е. з.	10×15

МПМ и минеральные фазы	Федорова Тундра	Киевей. С. Каменник	Ю. Риф	В. Чуарвы	Максимальный размер зерен. μm
Торнпроозит $\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Te}_2$ *	е. з.	0.1	0.3	–	50×100
Митрофановит Pt_3Te_4 **	–	–	е. з. ?	–	е. з.
Мончеит $(\text{Pt},\text{Pd})(\text{Te},\text{Bi})_2$	8.4	15.4	1.3	4.4	100×100
Кейтконнит Pd_{3-x}Te	е. з.	0.1	2.8	0.5	20×30
Котульскит $\text{Pd}(\text{Te},\text{Bi})$	45.5	35.6	4.7	25.9	120×320
Меренскиит $(\text{Pd},\text{Pt})(\text{Te},\text{Bi})_2$	10.6	6.1	0.7	0.5	80×400
Теллурупалладинит Pd_9Te_4	–	е. з.	1.1	е. з.	20×30
Соболевскит PdBi	4.6	0.2	–	–	150×270
Фрудит PdBi_2	е. з.	–	–	–	3×5
Майчнерит $(\text{Pd},\text{Pt})\text{BiTe}$	е. з.	е. з. ?	–	–	20×30
Койоненнит $\text{Pd}_{7-x}\text{SnTe}_2$ *	–	–	е. з.	–	2×6
Темагамит Pd_3HgTe_3	е. з.	е. з.	–	е. з.	2×3
Теларгпалит $(\text{Pd},\text{Ag})_{3+x}\text{Te}$	е. з. ?	0.1	е. з.	–	30×50
Луккулайсваараит $\text{Pd}_{14}\text{Ag}_2\text{Te}_9$ *	–	–	е. з.	е. з.	8×8
Сопчеит $\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$	е. з.	0.1	е. з.	е. з.	30×50
Без названия $\text{Pd}_9\text{Ag}_2(\text{Pb},\text{Tl})_2\text{S}_4$ (?)	–	е. з.	–	–	3×5
Без названия $\text{Pd}_9\text{Ag}_2(\text{Tl},\text{Pb})_2\text{S}_4$ (?)	е. з.	е. з.	–	–	8×15
Без названия $(\text{Pd},\text{Au})_{2+x}(\text{As},\text{Sn})$ (?)	е. з.	–	–	0.1	20×40
Количество диагностированных зерен	1460	2915	697	1298	

Примечание. * – первая после открытия минерала находка в России; ** – новый минеральный вид; е. з. – единичные зерна.

Типоморфными для ранней ассоциации МПМ являются сульфиды и висмута-теллуриды ЭПГ (брэггит, куперит, висоцкит, мончеит, меренскиит), а также палладистое золото, редкие сульфосарсениды Pt, Rh, Ir, Ru, ассоциирующие с ранними сульфидами – пентландитом и пирротинном. К этой же группе, по-видимому, следует отнести редко встречающиеся платиновые сплавы и станиды Pt и Pd. Для поздней ассоциации наиболее типичны сперрилит, разнообразные арсениды палладия, кейтконнит, сопчеит и др. Котульскит является сквозным минералом и широко распространен как в ранней, так и в поздней ассоциациях.

Важно отметить, что для поздней арсенидно-теллуридной ассоциации МПМ в большей степени, чем для ранней, типичны парагенезисы с кварцем, хлорсодержащими минералами (хлорапатит, щелочной амфибол паргасит-ферропаргаситового ряда, скаполит), альбитом, тальком, серпентинами, клиноцоизитом, эпидотом, хлоритами, титанитом, лейкоксеном и даже кальцитом. Химический состав поздних Cl-содержащих минералов из руд месторождения В. Чуарвы приведен в таблице 5.

Наиболее распространенные сульфиды Pt и Pd – брэггит и висоцкит парагенетически и, по-видимому, генетически тесно связаны между собой. Совместно распространены в неизмененных и слабо измененных мелко-среднезернистых пойкилитовых габброноритах, неравномернозернистых до пегматоидных габброноритах, плагиопироксенитах. Они образуют крупные, часто комплексные, хорошо образованные кристаллы и зерна сложной морфологии, в которых нередко проявлена сложная зональность (рис. 5).

Для висоцкита характерной формой выделений являются тесные скелетные сростания с пентландитом, напоминающие структуры распада твердого раствора (рис. 6). Так же часто висоцкит образует внешние зоны кристаллов брэггита (рис. 7).

Таблица 4. Ассоциации минералов платиновых металлов и золота

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие	Особенности локализации минералов (ассоциаций)	
Ранняя (сульфидно-теллуридная)					
Pd-золото (Au,Pd,Ag) Изоферроплатина (Pt,Pd) ₃ Fe Нигглиит PtSn Паоловит (Pd,Au) ₂ Sn Атокит (Pd,Pt) ₃ Sn Паларстанид Pd ₈ (Sn,As) ₃ Брэггит (Pt,Pd,Ni)S Куперит (Pt,Pd,Ni)S Высоцкит (Pd,Ni)S Боулесит PtSnS Сперрилит PtAs ₂ Стиллоутерит Pd ₈ As ₃ Платарсит (Pt,Rh,Ru)AsS Холлингуортит (Rh,Pt,Pd)AsS Руарсит RuAsS Ирарсит (Ir,Ru,Rh,Pt)AsS Мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi) ₂ Митрофановит Pt ₃ Te ₄ Меренскийит (Pd,Pt)(Te,Bi) ₂ Котульскит Pd(Te,Bi) Соболевскит PdBi	×	×	×	×	Распространены в придонных и осевых частях рудных залежей. Парагенетически связаны со слабоизмененными мезомеланократовыми пироксенитами, норитами, габброноритами (bCr, bC, pC±o). <i>Макроассоциация:</i> плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, оливин, магнетит, ильменит, бадделеит, Cl-содержащий апатит, антофиллит, магнезиокуммингтонит, актинолит, клинохлор, клиноцоизит, кварц. <i>Микроассоциация:</i> ранние сульфиды Cu, Ni, Fe, Ag, Mo и вторичные силикаты в реакционных ореолах вокруг ранних сульфидов. Сложные сростания сульфидов Pt и Pd, теллуридов и интерметаллидов. <i>Морфология и внутреннее строение:</i> эвгдральные, каплевидные зерна в сульфидах и на границе сульфид-силикат; скелетные сростания высокоцита с пентландитом, подобные структурам распада твердого раствора; сложнзональные кристаллы – полный ряд твердых растворов высокоцита-брэггит, твердые растворы сульфоарсенидов Rh, Pt, Ir, Ru, Co. Ранние высокоцита, мончеит, сульфоарсениды Pt, Rh, Ir, Ru часто сохраняются как реликтовые в крупных сульфидных вкраплениях в рудах с поздней ассоциацией МПМ
Поздняя (арсенидно-теллуридная)					
Электрум (Au,Ag) Серебро (Ag,Au) Паларстанид Pd ₈ (Sn,As) ₃ Брэггит (Pt,Pd,Ni)S Высоцкит (Pd,Ni)S Колдвеллит Pd ₃ Ag ₂ S Сперрилит PtAs ₂ Стиллоутерит Pd ₈ As ₃ Палладоарсенид Pd ₂ As Мертиит Pd ₁₁ (Sb,As) ₄ Винцентит (Pd,Pt) ₃ (As,Sb,Te) Без названия (Pd,Au) _{2+x} (As,Sn) Холлингуортит (Rh,Pt,Pd)AsS Мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi) ₂ Котульскит Pd(Te,Bi) Меренскийит (Pd,Pt)(Te,Bi) ₂ Кейтконнит Pd _{3-x} Te Торнроозит Pd ₁₁ As ₂ Te ₂ Сопчеит Ag ₄ Pd ₃ Te ₄ Темагамит Pd ₃ HgTe ₃ Луккулайсваарит Pd ₁₄ Ag ₂ Te ₉ Без названия Pd ₉ Ag ₂ (Pb,Tl) ₂ S ₄	×	×	×	×	Распространены преимущественно на флангах, висячем боку рудных залежей и в рудных линзах малых размеров. Парагенетически связаны с интенсивно измененными лейкократовыми средне-крупнозернистыми габбро и габбро-пегматитами (pCa и pC). <i>Макроассоциация:</i> плагиоклаз, клинопироксен, магнетит, ильменит, актинолитовая роговая обманка, биотит, кварц, актинолит, гастингсит, Cl-содержащий ферропаргасит, альбит, клиноцоизит, эпидот, клинохлор, титанит, марганцовистый альмандин, рутил, хлорапатит, скаполит, циркон, кальцит, пренит, натролит. <i>Микроассоциация:</i> ранние Cu-Ni-Fe-сульфиды, вторичные силикаты, кварц, пирит, сфалерит, лейкоксен. Сложные сростания арсенидов и теллуридов Pd, замещение котульскита арсенидами Pd. <i>Морфология и внутреннее строение:</i> идиоморфные и ксеноморфные зерна на границе сульфид-силикат, реже внутри сульфидов и в интерстициях вторичных силикатов; каемчатые, прожилковидные, часто секущие по отношению к сульфидам и поздним силикатам обособления сперрилита, котульскита, электрума, реже стиллоутерита; относительно однородный состав зерен отдельных минералов; моно- и полиминеральные кластеры очень тонких зерен МПМ (особенно котульскита) во вторичных силикатах

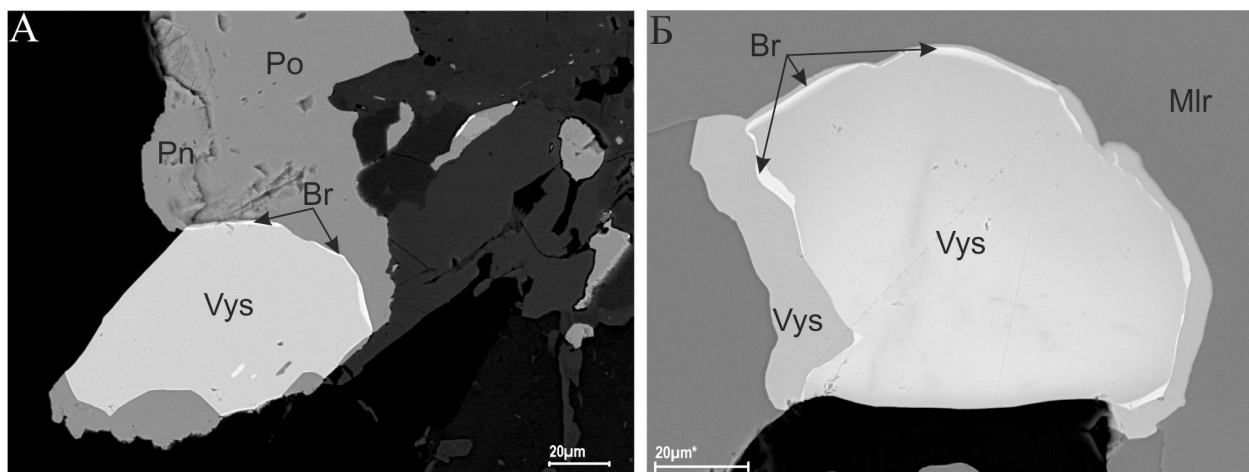


Рис. 5. Зональные сульфиды Pt и Pd из Южного рифа, SEM-фото: А – зональное зерно висоцкита (Vys) с тонкой внешней брэггитовой (Br) зоной в пирротин (Po)-пентландитовом (Pn) агрегате; Б – сложно-зональный брэггит-высоцкит в халькопирит-миллеритовом (Mlr) агрегате.

Таблица 5. Химический состав поздних Cl-содержащих силикатов и апатита из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы, м/з анализ (мас. %)

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	Сумма
Ферропаргасит	39.46	0.44	16.58	–	21.85	0.24	3.88	11.03	1.65	1.07	–	1.01	97.21
Скаполит	51.79	–	23.53	–	0.08	–	–	10.48	8.29	0.16	–	1.40	95.73
Хлорапатит	0.26	0.06	0.13	0.13	0.09	0.10	–	54.37	–	–	41.27	3.32	99.73
Хлорсодержащий апатит	0.24	–	–	0.26	0.14	–	–	54.75	–	–	42.07	0.65	98.11

В ассоциации с брэггитом и висоцкитом, помимо сульфидов Cu, Ni и Fe, чаще всего устанавливаются мончеит, котульскит, другие теллуриды Pd и Pt. В ассоциации с арсенидами брэггит не установлен ни разу, а для висоцкита из ассоциаций со сперрилитом и стиллуотеритом иногда удается наблюдать признаки его более раннего происхождения – дробление висоцкита и «залечивание» микротрещин халькопиритом (рис. 8).

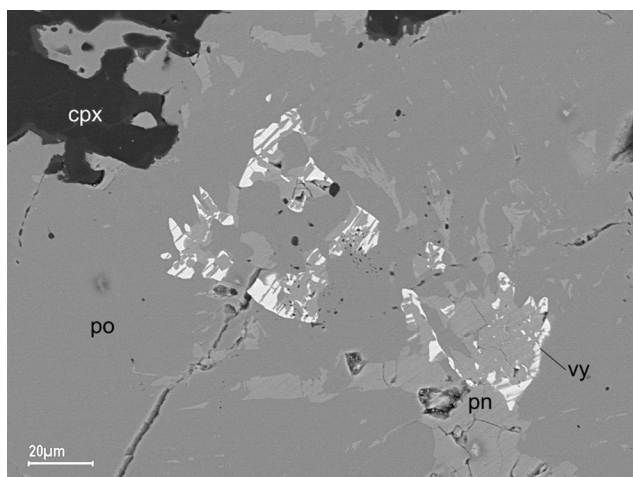


Рис. 6. Тесные скелетные срastания висоцкита (vy) с пентландитом (pn), напоминающие структуры распада твердого раствора, po – пирротин, срх – клинопироксен. Плагипироксенит, В. Чуарвы (SEM-фото).

Для химического состава сульфидов Pt и Pd характерен непрерывный ряд твердых растворов висоцкит-брэггит на всех изученных объектах (рис. 9 а; табл. 6). Зональность кристаллов и некоторая дискретность в зависимости содержаний Pt и Pd, наблюдаемая на диаграмме, могут служить свидетельством колебаний температурного режима среды минералообразования (Polovina et al., 2004).

Большая часть висмута-теллуридов характерна для руд с ранней ассоциацией МПМ. К ним относятся мончеит, меренскиит, собольевскит, майчнерит, котульскит и некоторые редкие – митрофановит. Котульскит является сквозным минералом и так же широко распространен и в поздних ассоциациях. К поздним минералам также относятся высокопалладие-

Таблица 6. Типичные химические составы сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов ЭПП из платинометалльных руд месторождений и рудопроявлений Федорово-Панского комплекса, мас. % (по данным микронзондового и SEM/EDS*-анализов)

№ п/п	Минерал	S	Fe	Ni	Cu	As	Pd	Ag	Sn	Te	Pt	Pb	Сумма
1	Брэггит	14.79	0.05	0.39			5.88				78.55	0.70	100.36
2*	Брэггит	18.90	0.84	0.27			3.73				76.91		100.66
3	Высоцкит	22.19	0.10	7.31			44.56				26.54		100.70
4	Высоцкит	19.51		3.59			34.62				42.70	0.25	100.67
5*	Высоцкит	23.54	0.59	6.83			68.21				0.82		99.99
6*	Боулесит	8.80				0.32			36.88		53.78		100.01 ¹
7	Колдвеллит	4.72	0.18				56.85	35.76					97.51
8	Без названия Pd _y Ag _z Pb ₂ S ₄ (?)	7.41	0.21	0.24			56.28	11.95				23.48	99.57
9	Сперрилит	0.87	0.31	0.30		43.17				0.41	54.75		99.86 ²
10*	Сперрилит	0.56	0.25			42.65					55.79		99.55 ³
11	Палладоарсенид	0.11	0.21	0.33		22.79	70.71		4.54	0.25			98.94
12	Стиллуотерит	0.05	0.75	0.26	4.60	19.86	74.81						100.33
13	Стиллуотерит	1.03	0.17	0.17		19.14	79.10						99.72 ⁴
14	Меньшиковит	0.11	0.20	17.90		33.51	48.60			0.20	0.13		100.65
15*	Торнроозит		1.47		0.33	8.81	75.94			13.45			100.00
16*	Холлингуортит	20.00	6.10			28.34					5.42		100.00 ⁵
17*	Ирарсит	12.79	1.59	1.46		30.76					8.03		99.57 ⁶

Примечание. В сумму включены (мас. %): ¹ – Se (0.23); ² – Co (0.05); ³ – Rh (0.30); ⁴ – Sb (0.11); ⁵ – Co (1.16), Rh (34.62), Os (3.72), Ir (0.64); ⁶ – Co (0.80), Rh (11.52), Ir (32.62).

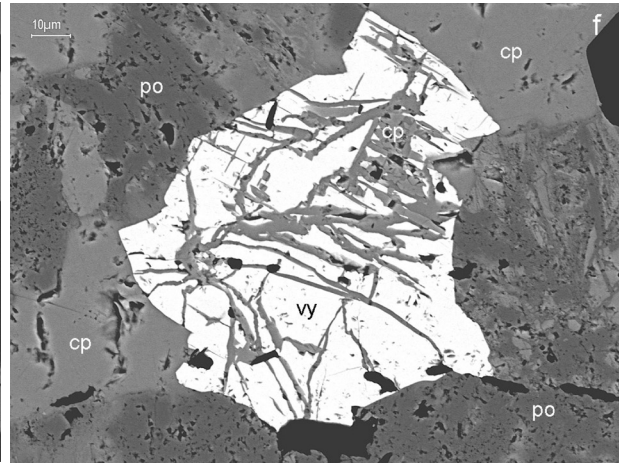
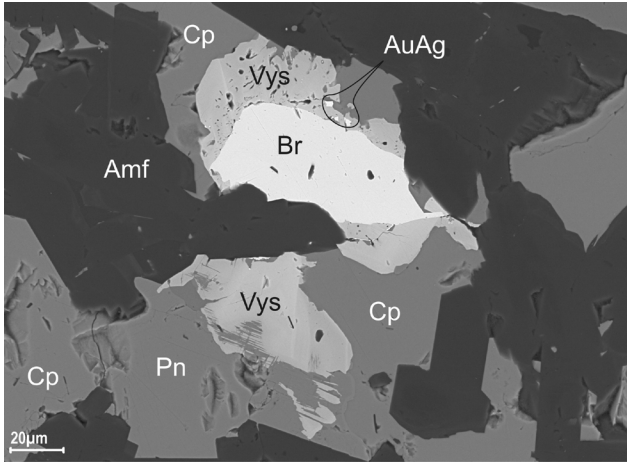


Рис. 7. Сложные зональные сростания брэггита (Br) и висоцкита (Vys) с пентландитом (Pn) и халькопиритом (Cp). AuAg – тонкие включения электрума. Amf – амфибол. Габбронорит, Федорова Тундра, (SEM-фото).

Рис. 8. «Реликтовый» кристалл висоцкита (vy), раздробленный и залеченный халькопиритом (cp), из образца с поздней ассоциацией МПМ, cp – халькопирит, po – пирротин. Габбро (метагаббронорит?) кварцевое, среднезернистое, В. Чуарвы (SEM-фото).

вые кейтконнит и теллуropалладинит, редкие Ag- и Hg-содержащие теллуриды – сопчеит, теларгпалит, луккулайсваарит, темагамит.

Морфологически теллуриды весьма разнообразны. Образуют самостоятельные, чаще идиоморфные зерна и сложно сростаются между собой и с висоцкитом (рис. 10). В ассоциации с ними установлены: палладистое золото, атоцит, паоловит, паларстанид, платарсит, холлингуртит, ирарсит, изоферроплатина, нигглиит, сперрилит, электрум и др.

Поздний котульскит часто встречается совместно со сперрилитом и другими арсенидами, пиритом, сфалеритом, ильменитом, лейкоксеном. Нередко наблюдается в виде секущих микропрожилков (рис. 11) и весьма тонкой (< 5 μm) интерстициальной вкрапленности с кластерным распределением во вторичных силикатах.

Химический состав висмутотеллуридов из-за обилия микропримесей довольно сложный, но для известных минералов всегда близкий к стехиометрии (табл. 7, рис. 9 б). Тренды изменения химического состава висмутотеллуридов для разных месторождений не одинаковы. Изоморфные ряды котульскит-соболевскит и меренскиит-мончеит наиболее полно проявлены толь-

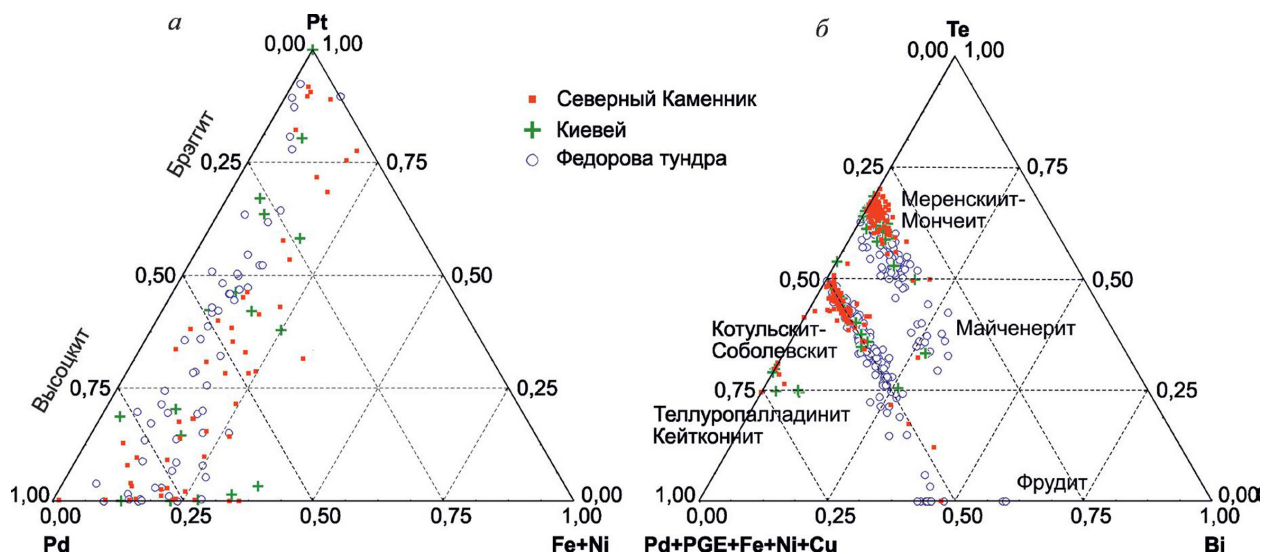


Рис. 9. Тройные диаграммы состава (атомные количества) сульфидов Pd и Pt (а) (129) и висмутотеллуридов Pd и Pt (б) (507) из месторождений Северный Каменник, Киевей и Федорова Тундра.

ко в оруденении краевого типа Федоровой Тундры. Здесь же достаточно типичен майчнерит и установлен фрудит. Для остальных месторождений существенно висмутовые минералы менее типичны, а в анортозитах Южного рифа не обнаружены. Кроме того, в оруденениях Южного рифа и В. Чуарвы, в минералах ряда меренскиит-мончеит наблюдаются только крайние платиновые и палладиевые члены. Появляются составы, отвечающие кейтконниту и теллуру-палладиниту (рис. 9 б).

Таблица 7. Типичные химические составы висмута-теллуридов ЭПГ из платинометалльных руд месторождений и рудопроявлений Федорово-Панского комплекса, мас. %
 (по данным микрозондового и SEM/EDS*-анализов)

№ п.п	Минерал	S	Fe	Ni	Pd	Ag	Sn	Te	Pt	Bi	Сумма
1	Митрофановит	–	–	–	0.19	–	–	47.08	52.00	0.91	100.27
2	Мончеит	0.52	0.20	–	0.32	–	–	44.53	41.44	12.12	99.39 ¹
3	Мончеит	–	3.34	0.57	11.99	–	–	55.55	23.27	5.29	100.01
4	Мончеит	–	0.15	–	–	1.51	–	40.38	37.01	20.94	99.99
5	Меренскиит	0.19	0.10	0.10	28.02	–	–	67.05	0.17	4.50	100.13
6	Меренскиит	0.13	0.10	0.03	21.64	–	–	55.36	8.97	13.10	99.52 ²
7	Меренскиит	–	3.71	0.57	25.92	–	–	52.66	–	17.15	100.01
8	Майчнерит	0.07	0.26	0.10	21.74	–	–	27.50	0.87	47.95	98.77 ³
9*	Майчнерит	–	0.59	–	24.66	–	–	28.67	–	46.08	100.00
10*	Фрудит	–	1.74	–	22.69	–	–	–	–	75.57	100.00
11	Кейтконнит	–	0.14	–	69.67	–	–	28.35	–	1.13	100.03 ⁴
12	Котульскит	0.09	0.12	0.07	43.04	–	–	48.93	0.14	7.60	99.99
13	Котульскит	0.06	0.17	–	40.10	–	–	32.55	0.50	26.48	100.24 ⁵
14	Котульскит	–	0.20	–	39.98	–	–	34.11	–	27.44	101.73
15	Соболевскит	0.10	0.24	0.06	37.37	–	–	21.07	0.73	40.44	100.16 ⁶
16	Соболевскит	–	2.75	–	35.54	–	–	–	–	63.68	101.97
17	Соболевскит	–	1.51	–	35.88	–	–	–	–	62.60	99.99
18	Сопчеит	0.21	0.18	0.03	24.85	32.89	–	41.32	0.21	–	100.42 ⁷
19*	Луккулайсваараит	–	0.23	–	50.00	7.78	–	39.31	–	–	97.32
20*	Койоненнит	–	0.48	–	59.17	–	10.98	24.42	3.98	–	99.00 ⁸

Примечание. В сумму включены (мас. %): ¹ – Pb (0.26); ² – Pb (0.19); ³ – Au (0.28); ⁴ – As (0.74); ⁵ – Sb (0.17), Au (0.21); ⁶ – Sb (0.15); ⁷ – As (0.73); ⁸ – Pb (0.31).

В рудах с поздней ассоциацией МПМ сперрилит, стиллуотерит и другие арсениды являются главными концентраторами Pt и занимают важное место в балансе Pd. Для сперрилита обычны ассоциации с пиритом, миллеритом, кварцем, хлорапатитом, поздним котульскитом, электруммом, другими арсенидами. Изредка встречается в сростках с мончеитом. Одинаково часто образует как самостоятельные зерна, так и сложные сростания с другими МПМ. Сперрилит, как и поздний котульскит, иногда образует прожилковидные, каемчатые обособления (рис. 12).

Для палладиевых арсенидов наиболее типичны сложные сростания с котульскитом, сперрилитом, между собой. Иногда удается наблюдать признаки замещения котульскита стиллуотеритом и фазой $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)$? – рисунок 13: арсениды имеют четкие фазовые границы между собой, а с котульскитом – диффузные. Кроме того, котульскит наблюдается в виде «теневых» участков в арсенидах.

Химический состав сперрилита близок к стехиометрическому (табл. 6). Арсениды Pd (рис. 14, табл. 6) имеют более изменчивый состав, часто содержат примесь Te, иногда Au, часто наблюдаются составы, промежуточные между стиллуотеритом и палладоарсенидом. Среди арсенидов Pd появляется обширная группа с устойчиво равным соотношением As и Te, что соответствует недавно открытому новому минералу торнроозиту с формулой $Pd_{11}As_2Te_2$. Наиболее часто он фиксируется в анортозитах Южного рифа, что может свидетельствовать о нестандартности условий пла-

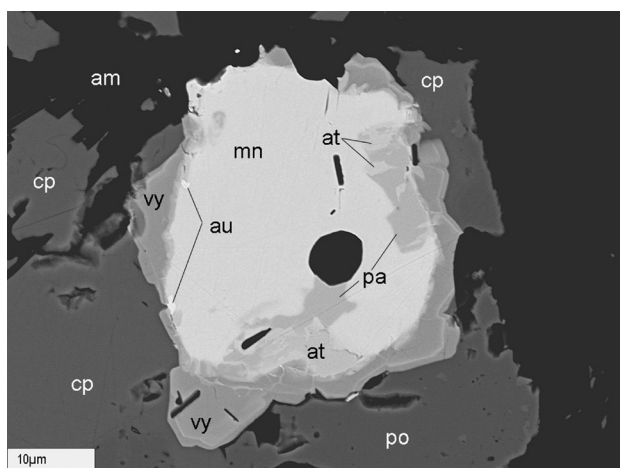


Рис. 10. Комплексный каплевидный сросток монацита (mn), паларстаниды (ра), атокита (ат), самородного золота (ау), окруженный зональной высоцкитовой (vy) каймой в краевой части халькопирит (ср) - пирротинового (ро) вкрапленника, ам – амфибол. Габбронорит неравномернозернистый, В. Чуарвы (SEM-фото).

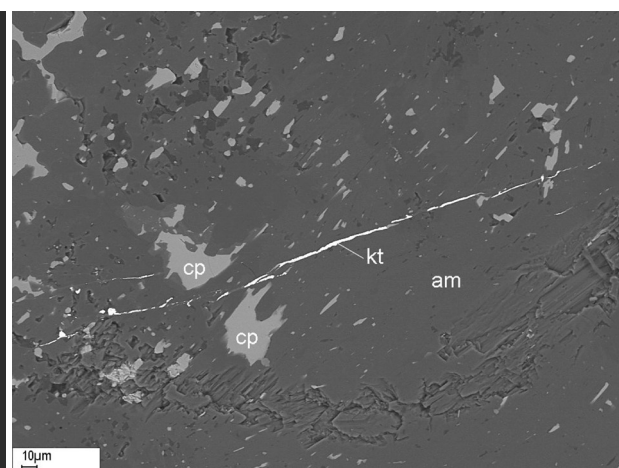


Рис. 11. Секущий котульскитовый прожилок в тонкозернистой амфиболовой (ам) псевдоморфозе по пироксену, ср – халькопирит, габбронорит неравномернозернистый, амфиболизованный, В. Чуарвы (SEM-фото).

тинометалльного минералообразования в Верхнем расслоенном горизонте Западно-Панской интрузии в сравнении с другими.

Типичные химические составы сплавов и интерметаллидов Pd, Pt и Au из платинометалльных руд месторождений и рудопроявлений Федорово-Панского комплекса приведены в таблице 8.

Таблица 8. Типичные химические составы сплавов и интерметаллидов Pd, Pt и Au из платинометалльных руд месторождений и рудопроявлений Федорово-Панского комплекса, мас. % (по данным микрозондового и SEM/EDS*-анализов)

№ п/п	Минерал	Fe	Ni	Cu	Pd	Ag	Sn	Pt	Au	Сумма
1	Au-Ag-сплав	–	–	–	–	13.17	–	–	84.97	98.14
2	Au-Ag-сплав	0.19	–	–	0.45	19.79	–	–	78.71	99.14
3	Au-Ag-Pd- сплав	–	–	–	2.76	10.88	–	–	81.61	95.25
4*	Au-Pd-сплав	2.18	0.10	1.28	9.64	–	–	–	86.69	99.89
5	Pt-Fe-сплав	9.80	0.13	0.40	2.30	–	–	85.64	–	98.27
6*	Pt-Fe-сплав	9.52	0.36	0.50	6.95	–	–	82.89	–	100.22
7*	Нигглиит	1.02	–	–	–	–	31.73	65.12	–	97.87
8*	Рустенбургит	1.51	–	–	9.73	–	19.19	69.56	–	99.99
9*	Паоловит	2.15	–	–	60.73	–	31.15	4.89	1.07	99.99
10*	Атокит	1.22	–	–	54.87	–	22.98	13.90	6.57	99.54

Выше названные особенности МПМ позволяют предполагать, что выявленные ранняя (сульфидно-теллуридная) и поздняя (арсенидно-теллуридная) минеральные ассоциации платиноидов соответствуют первичной, сформированной в позднемагматических условиях, и вторичной, переотложенной в результате процессов гидротермально-метасоматических изменений. Последние проходили в режиме высокой активности летучих компонентов (Cl, H₂O, CO₂, As и др.) и при относительно низких температурах. Аналогичные процессы постмагматического гидротермального изменения руд выявлены в J-M Рифе (Makovicky et al., 2002). Авторы этой работы установили, что Pt и Pd из первичных руд могли выноситься гидротермальными флюидами богатыми летучими в виде бисульфидных и хлоридных комплексов при температуре около 350 °С.

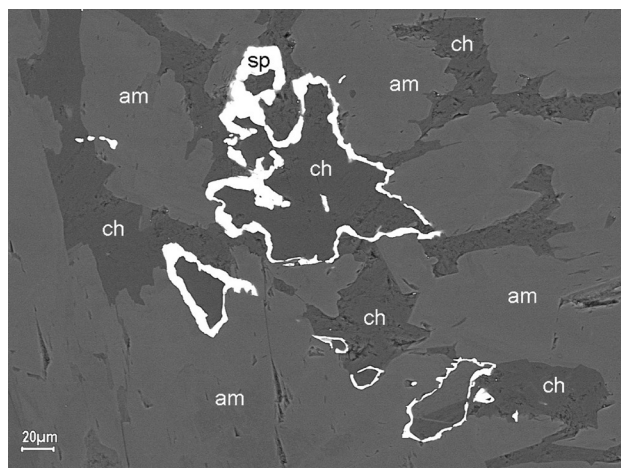


Рис. 12. Каемчатые агрегаты мелких кристаллов спериллита (sp) вокруг хлоритовых (ch) гнезд среди вторичных амфиболов (am). Габбро пегматоидное, В. Чуарвы (SEM-фото).

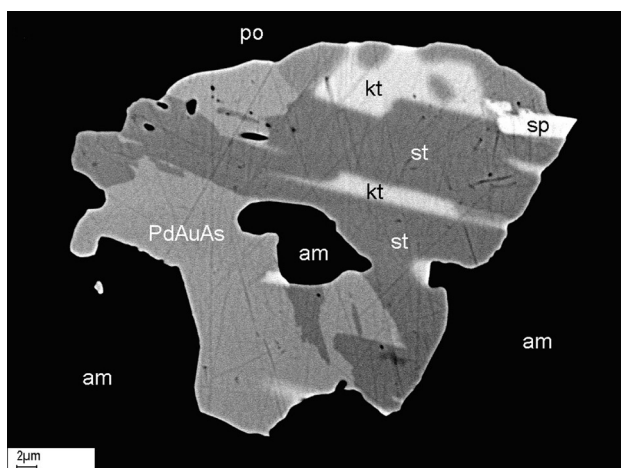


Рис. 13. Сложное срастание стиллуотерита (st) с фазой $(Pd,Au)_{2+x}As$ и котульскитом (kt), диффузный характер границ с которым свидетельствует о возможном замещении котульскита арсенидами; sp – спериллит, po – пирротин, am – амфибол. Габбронорит неравнозернистый, амфиболизированный, В. Чуарвы (SEM-фото).

зация сульфидов Pt и Pd могла продолжаться и с появлением высокотемпературного пентландита ($865^{\circ}C$) и халькопирита ($780^{\circ}C$) (Makovicky, 2002; Verryn, Merkle, 2002). Одновременно происходило образование основной массы высокотемпературных теллуридов, сплавов, станнидов и других интерметаллидов (мончеит, меренскиит, котульскит и др.).

По экспериментальным данным (Verryn, Merkle, 2002), примесь Ni в составе висоцкитов-брэггитов снижает температуру стабилизации структуры этих минералов, а, следовательно, в перенасыщенной Ni среде является функцией температуры минералообразования. Авторы эксперимента описывают это следующей зависимостью: $T[^{\circ}C] = 998.07 (\pm 7.88) + 0.05 (\pm 0.02) Pt^2 - 4.24 (\pm 0.16) Ni^2$. Оценочные значения температур формирования платино-палладиевых сульфидов месторождений Федорово-Панского комплекса в расчете на их средний состав хорошо согласуются с геологической позицией оруденения, особенностями петрогенезиса рудных и рудовмещающих пород и минеральным составом руд (табл. 9).

Температурный интервал, характеризующий позднемагматический этап формирования МПМ, ограничивается снизу температурой кристаллизации галенит-халькопиритовой (борнито-

Согласно современным представлениям о генезисе малосульфидного платинометалльного оруденения в маргинальных (краевой тип) и рифовых (рифовый тип) зонах расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий (Налдретт, 2003; Дистлер и др., 1988) и экспериментальным данным по исследованию важнейших сульфидных систем (Fe-Ni-S, Cu-Fe-S, PtS-PdS-NiS и др.) (Налдретт, 2003; Дистлер и др., 1988; Makovicky, 2002; Verryn, Merkle, 2002), механизм формирования ЭПГ минерализации Федорово-Панского интрузива должен рассматриваться в рамках генезиса вкрапленного сульфидного оруденения, возникшего на позднемагматической стадии. Исходя из условий образования, МПМ можно разделить на две группы: 1 – кристаллизующиеся непосредственно из сульфидного расплава и из остаточного газовой-жидкого флюида после кристаллизации главных сульфидных минералов ($500-1100^{\circ}C$); 2 – кристаллизующиеся при перераспределении ЭПГ в результате постмагматических флюидно-гидротермальных преобразований МПМ, уже сформированных на позднемагматической стадии ($< 500^{\circ}C$).

Наиболее ранними по времени образования и наиболее высокотемпературными являются широко распространенные сульфиды Pt и Pd – куперит, брэггит и висоцкит и редкие выделения сульфоарсенидов и сульфидов Ir, Ru, Rh (ирарсит, руарсит, холлингуортит и др.). Кристаллизация их могла начаться одновременно с кристаллизацией моносульфидного твердого раствора (mss) при температуре около $1100^{\circ}C$ (Дистлер и др., 1988; Verryn, Merkle, 2002; Налдретт, 2003). В обогащенном Cu и Ni остывающем сульфидном расплаве кристалли-

вой) эвтектики – 500 °С (Дистлер и др., 1988). Таким образом, основная масса МПМ (сульфиды и висмута-теллуриды Pt и Pd) во вкрапленных малосульфидных рудах месторождений Федорова Тундра, Киевей, В. Чуарвы образовались в позднемагматических условиях в интервале температур около 500–1100 °С при непосредственной кристаллизации из сульфидного расплава и остаточного газовой-жидкого флюида.

Таблица 9. Оценка температуры формирования минералов ряда брэггит-высоцкит на основе экспериментальных данных по системе PtS–PdS–NiS в интервале температур 1200–700 °С (по Verryn & Merkle, 2002)

Участки	Средний состав	Кол-во SEM/EDS и м/з анализов	Температура, (°С)
Южный риф	$(\text{Pd}_{0.51}\text{Pt}_{0.21}\text{Ni}_{0.15})_{0.87}\text{S}_{1.00}$	41	745
Киевей, Северный риф	$(\text{Pd}_{0.49}\text{Pt}_{0.26}\text{Ni}_{0.14})_{0.89}\text{S}_{1.00}$	17	825
С. Каменник, Северный риф	$(\text{Pd}_{0.61}\text{Pt}_{0.31}\text{Ni}_{0.11})_{1.03}\text{S}_{1.00}$	32	878
Федорова тундра	$(\text{Pd}_{0.54}\text{Pt}_{0.26}\text{Ni}_{0.10})_{0.90}\text{S}_{1.00}$	59	898
В. Чуарвы	$(\text{Pd}_{0.65}\text{Pt}_{0.30}\text{Ni}_{0.10})_{1.05}\text{S}_{1.00}$	20	919

Заключительный этап формирования МПМ связан с ремобилизацией ЭПГ в пределах уже сформированных рудных горизонтов. В результате автометаморфических процессов флюидно-гидротермальных изменений ранних платиноидов и ЭПГ-содержащих сульфидов (главным образом, пентландита) образовались наиболее поздние МПМ – сперриллит, арсениды палладия, низкотемпературные теллуриды (кейтконнит, сопчеит, теларгпалит, поздний котульскит и др.). К этому этапу следует отнести: случаи замещения раннего мончеита кейтконнитом, сопчеитом, стиллуотеритом, сперриллитом; формирование метакристаллов ЭПГ-содержащих кобальтинов-герсдорфитов; сложные сростания МПМ близкого состава (стиллуотерит, винцентит, мертиит, палладоарсенид и др); появление новых необычных по химическому составу минералов и минеральных фаз – колдвеллит, торнроозит, маратонит, талхаммерит, $\text{Pd}_3\text{Ag}_2(\text{Pb}, \text{Tl})_2\text{S}_4$ (?), $\text{Pd}_3\text{Ag}_2(\text{Tl}, \text{Pb})_2\text{S}_4$ (?), $(\text{Pd}, \text{Au})_{2+x}(\text{As}, \text{Sn})$ (?) и др. Автометаморфические изменения были особенно сильными в расслоенных зонах,

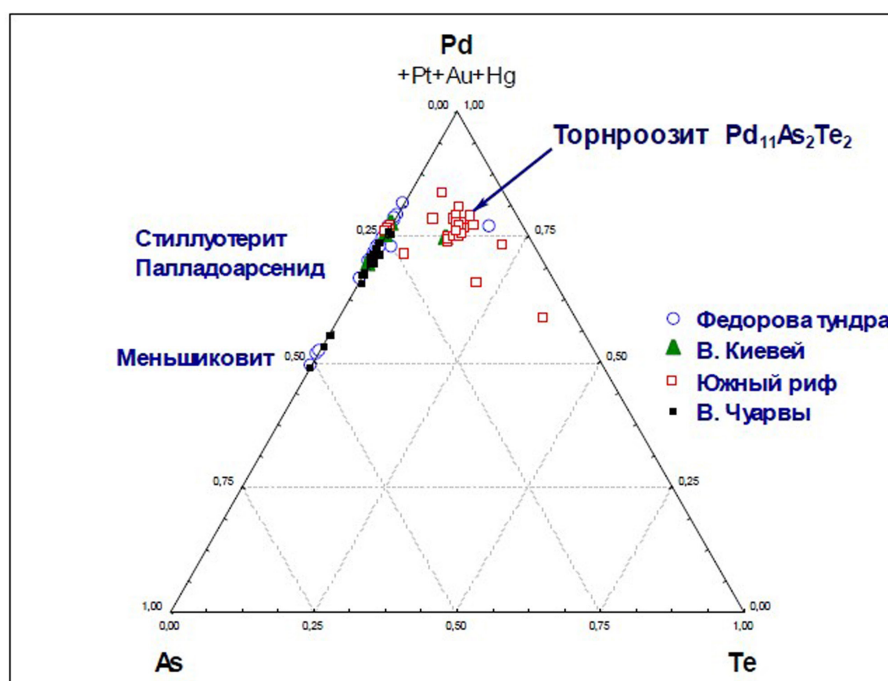


Рис. 14. Тройная диаграмма состава (атомные количества) арсенидов Pd (92 SEM/EDS и м/з анализа).

где в ходе остывания породы массива испытывали воздействие остаточной флюидной фазы. Влияние регионального метаморфизма в приконтактовых и приразломных частях интрузива (Пахкварак, Восточно-Панский) также было заметным. В зонах постмагматических преобразований пентландит очищается от палладия, а среди МПМ преимущественно распространены уже не сульфиды и теллуриды Pt и Pd, как в первичных рудах, а арсениды – сперрилит, стиллуотерит и др. Процессы ремобилизации рудного вещества проходили в режиме высокой активности летучих компонентов (Cl, H₂O, CO₂, As и др.). Pt и Pd из первичных руд могли выноситься в виде бисульфидных и хлоридных комплексов гидротермальными флюидами, богатыми летучими компонентами, при температуре ниже 500 °С (Vymazalova et al., 2018) и переотлагаться в новых минеральных формах. Наибольшим распространением поздние ассоциации МПМ пользуются в Южном рифе Западно-Панского массива и локально распространены в интенсивно измененных (пегматоидных, окварцованных, амфиболитизированных) рудах Федоровой Тундры, Киевея, В. Чуарвы. Таким образом, все многообразие МПМ подразделяется на две устойчиво повторяющиеся минеральные ассоциации – раннюю, сульфидно-теллуридную, и позднюю, арсенидно-теллуридную. Разновозрастные ассоциации платиноидов соответствуют первичной, сформированной в позднемагматических условиях, и вторичной, переотложенной в результате процессов флюидно-гидротермальных изменений.

Платиноиды ранней ассоциации образуют крупные промышленные залежи в месторождениях краевого и рифового типов – Федорова Тундра, Киевей, С. Каменник и В. Чуарвы. Формирование их связано с позднемагматическими рудообразующими процессами сегрегации и кристаллизации сульфидов Fe, Cu и Ni.

Известные в Южном рифе Западно-Панского массива рудные зоны с поздним, переотложенным типом минерализации и более высокими содержаниями благородных металлов, промышленных масштабов не имеют из-за крайне высокой изменчивости всех оценочных параметров и частой прерывистости по простиранию и падению. Обусловлено это, по-видимому, локальностью проявления процессов постмагматических флюидно-гидротермальных преобразований рудоносных пород, сформированных на магматическом этапе, на фоне общего затухания магматической активности.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Габов Д.А., Рундквист Т.В., Субботин В.В. Платинометалльная минерализация Западно-Панского массива (Кольский полуостров) // ДАН. 2007. Т. 414. № 2. С. 215–218.
3. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669–673.
4. Дистлер В.В., Гороховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
5. Дубровский М.И., Рундквист Т.В. Раннепротерозойский платиноносный массив Федоровых тундр (Кольский полуостров): геология и петрология // Зап. РМО. 2008. № 4. С. 20–33.
6. Казанов О.В., Калинин А.А. Геологическое строение и платинометалльная минерализация Восточно-Панского массива // Интеррег-Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта. Вып. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 56–67.
7. Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П. Месторождения МПГ западной части Федорово-Панских тундр (Федорово и Малая Пана): состояние и перспективы освоения // Интеррег-Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта. Вып. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 43–52.
8. Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П., Минеев С.Д. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения / Интеррег-Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 12–32.
9. Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н., Савченко Е.Э. Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2016. № 1. С. 42–51.

10. Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В., Балабонин Н.Л. Кольский регион новая платинометаллическая провинция // Геология и генезис месторождения платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65–79.
11. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
12. Нивин В.А., Корчагин А.У., Новиков Д.Д., Рундквист Т.В., Субботин В.В. Изотопно-газовые (He, Ar) характеристики платиноносных горизонтов западной части Панского массива (Кольский полуостров) // Глубинный магматизм, его источники и связь с плюмовыми процессами: Тр. IV Междун. семинара, Улан-Удэ. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2004. С. 222–240.
13. Alapieti T.T., Lahtinen J.J. Platinum-Group Element mineralization in layered intrusions of Northern Finland and the Kola Peninsula, Russia // *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* / Edited by L.J. Cabri. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. V. 54. P. 507–546.
14. Kojonen K.K., McDonald A.M., Stanley C.J., Johanson B. Tornroosite, $\text{Pd}_2\text{As}_2\text{Te}_2$, a new mineral species related to isomertiteite from Miessijoki, Finnish Lapland, Finland // *The Canadian Mineralogist*. 2011. V. 49 (6). P. 1643–1651.
15. Makovicky E. Ternary and quaternary phase systems with PGE // *Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. V. 54. P. 131–176.
16. McDonald A.M., Ames D.E., Ross K.C., Kjarsgaard I.M., Good D.J. Marathonite, IMA 2016-080. CNMNC Newsletter No. 34 // *Mineralogical Magazine*. 2016. V. 80. P. 1315–1321.
17. McDonald A.M., Cabri L.J., Stanley C.J., Redpath J. Geoff L. A. N. E., Spratt J. Coldwellite, $\text{Pd}_3\text{Ag}_2\text{S}$, a new mineral species from the Marathon deposit, Coldwell complex. Ontario. Canada // *The Canadian Mineralogist*. 2016. V. 53. P. 1–13.
18. Mitrofanov F.P., Balabonin N.L., Bayanova T.B., Korchagin A.U., Gritsay A.L., Subbotin V.V. Main results from the study of the Kola PGE-bearing province // *Mineral Deposits: Reserch and Exploration. Where do They Meet?* / Papunen (ed.). Rotterdam: Balkema, 1997. P. 483–486.
19. Polovina J.S., Hudson D.M., Jones R.E. Petrographic and geochemical characteristics of post-magmatic hydrothermal alteration and mineralization in the J-M Reef, Stillwater Complex, Montana // *Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. No. 2. P. 261–277.
20. Shissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Federov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Economic Geology*. 2002. V. 97. P. 1657–1677.
21. Sluzhenikin S., Mokhov A. Gold and silver in PGE-Cu-Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia // *Mineralium Deposita*. 2015. V. 50. P. 465–492.
22. Stanley C.J., Vymazalova A. Kojonenite, a new palladium tin telluride mineral from the Stillwater Layered Igneous Intrusion, Montana, U.S.A. // *American Mineralogist*. 2015. V. 100. P. 447–450.
23. Subbotin V.V., Korchagin A.U., Gabov D.A., Savchenko E.E., Nozdrja E.V., Mineev S.D., Korchak P.A. Platinum-group minerals in the PGE deposit of the Fedorovo-Pansky layered intrusion, Kola Peninsula // *The 33 International Geological Congress, Oslo, 2008. (MPM04614L)*.
24. Subbotin V.V., Vymazalova A., Laufek F., Savchenko Ye.E., Stanley C.J., Gabov D.A., Plasil J. Mitrofanovite, Pt_3Te_4 , a new mineral from the East Chuarvy deposit, Fedorovo-Pana intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2019. V. 83. P. 523–530.
25. Verryn S.M.C., Merkle R.K.W. The system PtS-PdS-NiS between 1200 ° and 700 ° C // *Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. No. 2. P. 571–584.
26. Vymazalova A., Grokhovskaya T.L., Laufek F., Rassulov V.A. Lukkulaivaarite, $\text{Pd}_{14}\text{Ag}_2\text{Te}_9$, a new mineral from Lukkulaivaara intrusion, northern Russian Karelia, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2014. V. 78 (7). P. 1743–1754.
27. Vymazalova A., Laufek F., Sluzhenikin S.F., Kozlov V.V., Stanley C.J., Plasil J., Zaccarini F., Garuti G., Bakker R. Thalhammerite, IMA 2017-111. CNMNC Newsletter No. 42. April 2018. P. 449 // *Mineralogical Magazine*. 2018. V. 82. P. 445–451.
28. Vymazalova A., Zaccarini F., Garuti G., Laufek F., Mauro D., Stanley C.J., Biagioni C. Bowlesite, IMA 2019-079. CNMNC Newsletter No. 52 // *Mineralogical Magazine*. 2019. P. 83.

ГЛАВА VII

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ Pt-Pd, Cu-Ni И Cr МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПЛЮМОВОЙ ВОСТОЧНО-СКАНДИНАВСКОЙ БАЗИТОВОЙ ОБШИРНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ

«Критический» горизонт Ньюда: новый геолого-промышленный тип малосульфидных платинометалльных месторождений

В пределах Мончегорского хромово-платинометалльно-медно-никелевого рудного района малосульфидные платинометалльные руды традиционно делятся на два геолого-промышленных типа: (1) базальные, (2) стратиформные (рифовые). Месторождения базального типа локализуются в пределах нижних краевых зон интрузий, характеризуются относительно небольшой протяженностью при значительных мощностях и невысокими содержаниями ЭПГ. Месторождения рифового типа (стратиформные), конформные с расслоенностью массивов, отличаются значительной протяженностью рудных тел при малой их мощности как высокими, так и умеренными содержаниями ЭПГ. К первому типу относятся месторождения донной залежи НКТ и Сопчи (Мончеплутон), Южноспичинское и Лойпишнюн (Мончетундровский массив), проявления Ольче и Юкспор (Волчъетундровский массив), ко второму – «330 горизонт» Сопчи и Вурэчуайвенч (Мончеплутон). Проведенные в последнее время исследования позволили выделить третий тип месторождений, которые связаны, по-видимому, с внедрением дополнительной порции магмы и приурочены как к верхней, так и к нижней контактовым зонам, характеризуются умеренной протяженностью при существенной мощности и невысокими содержаниями ЭПГ. По совокупности признаков месторождения такого типа, к которым отнесены месторождения Терраса и Нюд-II (Мончеплутон), несут черты как первого, так и второго геолого-промышленных типов.

Эти месторождения приурочены к телу оливиновых пород, подстилающему «критические» горизонты Террасы и Ньюда-II. Оно расположено на западе массива Нюд, в нижней части его разреза, и имеет пластовую форму мощностью 100–120 м (рис. 1). Оливиновые нориты залегают на меланократовых пойкилитовых норитах основания массива и перекрываются породами «критического» горизонта, которые выше по разрезу сменяются толщей нормальных норитов и габброноритов Ньюда. В верхней части тела оливиновых норитов мощностью не менее 5 м развиты оливиновые, плагиоклаз-содержащие ортопироксениты, содержащие 2–3 % сульфидной вкрапленности. На контакте с вышележащими нормальными норитами и габброноритами Ньюда развита маломощная зона роговиков – тонкозернистых пород плагиоклаз-двупироксенового состава. Толща оливиновых норитов и ортопироксенитов, так же как и «330 горизонт» Сопчи, залегают среди безоливиновых пород. Такое их положение противоречит нормальной гравитационной дифференциации. По-видимому, их образование произошло в результате инъекции дополнительной порции несколько более основной магмы, чем исходная для норитов Ньюда. В этой связи роговики, находящиеся висячем боку оливиновых норитов могут рассматриваться в качестве контактово-метасоматических образований, возникших в результате воздействия новой порции магмы на уже остывшие породы Ньюда.

К висячему и лежащему бокам тела оливиновых норитов и ортопироксенитов приурочены два горизонта вкрапленного сульфидного оруденения. Верхний горизонт залегают в оливиновых

ортопироксенитах под «критическим» горизонтом, имеет протяженность около 2 км и мощность от 5 до 80 м, представлен вкрапленным и гнездово-вкрапленным сульфидным медно-никелевым оруденением. Причем в основании горизонта преобладает в основном мелковкрапленная сульфидная минерализация, а в кровле – гнездово-вкрапленная с размером отдельных гнезд до 1.5 см. Минеральный состав сульфидного оруденения: пирротин, пентландит и халькопирит, в руде присутствуют также магнетит и ильменит. Нижний горизонт приурочен к зоне контакта оливиновых и пойкилитовых мезо-меланократовых норитов, имеет протяженность около 1 км и мощность от 5 до 30 м. Содержание Ni в породах горизонта колеблется в пределах 0.2–0.3 мас. %, в среднем – 0.25 мас. %. Средневзвешенные содержания Pt+Pd+Au составляют 1.18 г/т на мощность 4.5 м при величине Pd/Pt = 7–8.

В 0.6 км к юго-западу от месторождения Терраса расположено отработанное в начале 70-х годов прошлого века месторождение Нюд-II, приуроченное к оливин- и плагиоклазсодержащим ортопироксенитам, аналогичным таковым месторождения Терраса, а также мелкозернистым норитам и габброноритам «критического» горизонта (рис. 1). Сульфидное медно-никелевое оруденение представлено здесь тремя морфотипами руд: прожилково-шлировидными, прожилково-вкрапленными и вкрапленными и характеризуется сложностью внутренней структуры. Наибольший промышленный интерес представляет оруденение прожилково-шлировидного типа. Шлиры представляют собой обособления сульфидной массы изометричной формы размером от нескольких десятков сантиметров до 5–7 м в поперечнике, при этом четко проявленного контроля размещения шлиров тектоническими зонами, трещинами и зонами расщепления не наблюдается. Границы шлиров как резкие, так и постепенные за счет окружающих их микропрожилков и вкрапленности. Зачастую они содержат оплавленные обломки вмещающих норитов и габброноритов. Прожилково-вкрапленный тип оруденения развит ограниченно, в основном по краям шлировых обособлений. Широко распространено вкрапленное оруденение, имеющее неправильную форму размером несколько десятков метров в поперечнике и развитое практически среди всех пород рудного тела (Бартенев, Докучаева, 1975).

Состав сульфидов: пирротин (50–60 %), халькопирит (20–30 %), пентландит (10–15 %), пирит (5–10 %). Кроме того, в заметных количествах (10–30 %) присутствует магнетит. На шлировое оруденение приходится около 6 % объема руды, среднее содержание никеля в нем составляет 2.3 %, меди – 0.2 %. В прожилково-вкрапленном оруденении, доля которого достигает 14 %, среднее содержание никеля 1.05 %, меди – 2.15 %. Преобладающим развитием в рудном теле пользуется вкрапленное оруденение, достигая 80 % его объема, среднее содержание никеля в нем – 0.2 %, меди – 0.3 %. Средние содержания полезных компонентов по месторождению составляют: Ni – 0.37 мас. %, Cu – 0.34 мас. %, Pt до 0.50 г/т, Pd – 0.70 г/т при Pd/Pt=2.8 (С.М. Рутштейн, 1964).

Малосульфидное платинометалльное месторождение Лойпишнюн

Месторождение расположено вблизи зоны сочленения Мончетундровского массива, имеющего мульдообразную форму, с Мончеплутоном (рис. 2) и приурочено исключительно к нижней норит-ортопироксенитовой зоне, тяготея в основном к ее висячему боку вблизи контакта с верхней зоной. Строение нижней зоны в северо-восточном крыле мульды, в зоне примыкающей к тектонической границе с Мончеплутоном (рис. 2), по данным поисковых скважин и структурной скважины М-1, весьма сложное. В основном слагающие ее породы образуют прослои и линзы различных размеров, залегающие среди габброидов верхней зоны. Внутреннее строение таких тел характеризуется незакономерным чередованием мезо-меланократовых норитов мощностью 1–30 м и ортопироксенитов, большей частью плагиоклазсодержащих, мощностью от 2–3 до 50 и более метров, связанных между собой постепенными переходами, которые по вещественному составу аналогичны таковым, вскрытым структурными скважинами в подошве массива. Таким образом, северо-восточная часть Мончетундровского массива в зоне сочленения с Мончеплутоном имеет очень сложное блоково-мозаичное внутреннее строение, где нижняя зона представляет собой систему брекчированных фрагментов или крупных ксенолитов, инъецированных породами верхней зоны. Сходный интрузивный характер соотношений между крупнозернистыми метагабброидами и метапироксе-

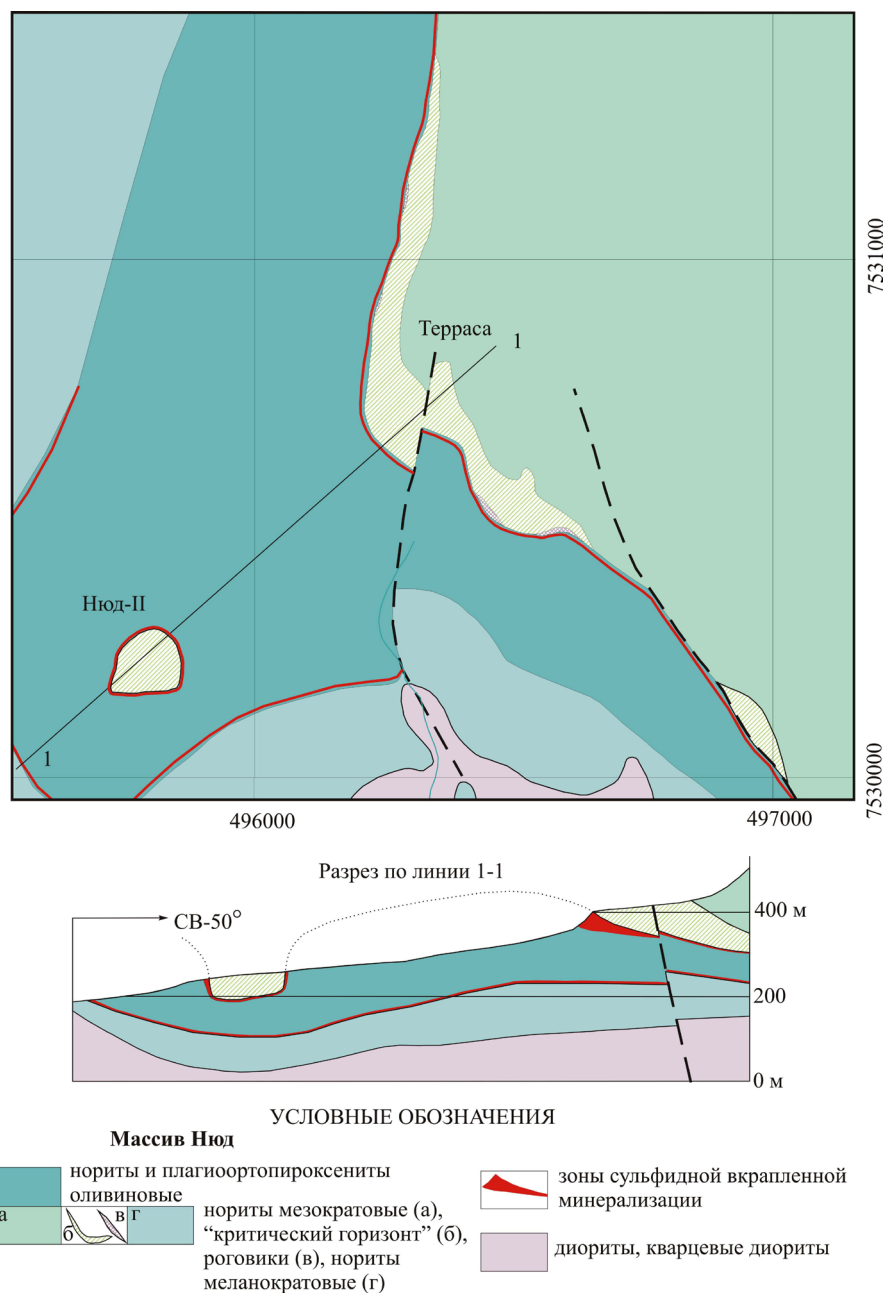
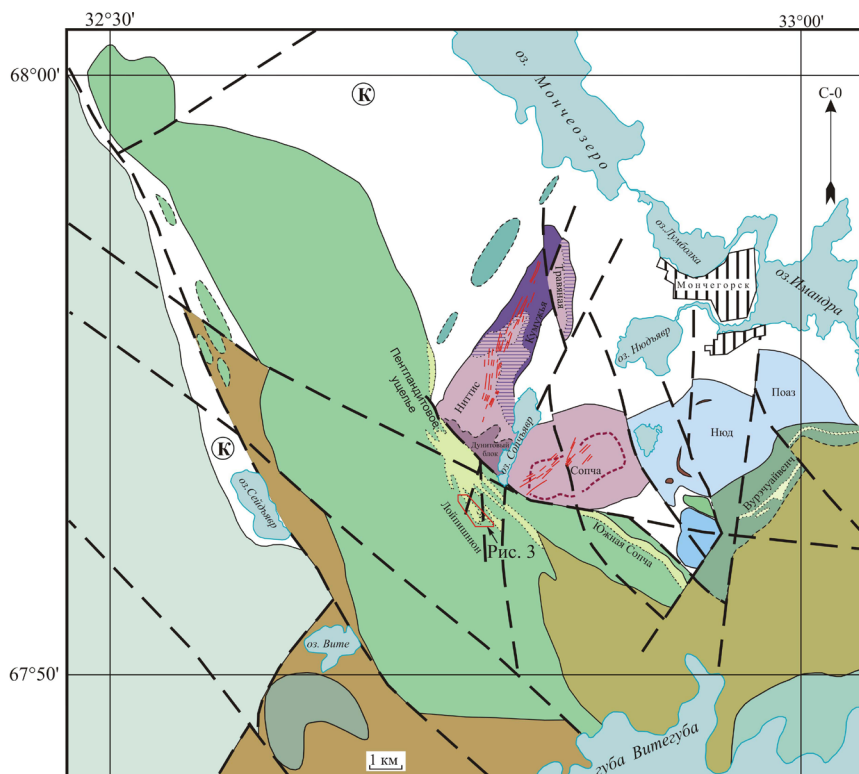


Рис. 1. Схема геологического строения западной части массива Нюд и разрез по линии 1-1, по материалам С.М. Рутштейна (1964) с дополнениями.

нитями с наличием зон брекчирования описан и в пределах массива Южная Сопча (Гроховская и др., 2012; Рундквист и др., 2012), что однозначно свидетельствуют о более позднем возрасте пород верхней зоны Мончетундровского массива.

В пределах месторождения выделено две рудные зоны. Рудные тела обеих зон залегают главным образом среди ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов, реже – норитов. Пространственная локализация малосульфидного Pt-Pd месторождения Лойпишнюн в породах норит-ортопироксенитовой серии краевой зоны северо-восточной части Мончетундровского массива, несмотря на испытанное ими интенсивное инъецирование более поздними габброидами, с достаточной определенностью позволяет отнести его к базальному структурному типу. В редких случаях повышенные содержания платиноидов (до 1.0 г/т) отмечаются и в метагабброидах верхней зоны, обычно на контакте их с плагиоортопироксенитами. Как правило, они вскрыты единичными подсечениями скважин, не прослеживаются по падению и не представляют самостоятельного промышлен-



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Рис. 2. Положение малосульфидного плагиометалльного месторождения Лойпишнюн на схеме Мончегорского рудного района.

ленного значения. Иногда в некоторых эндоконтактных зонах тел ультраосновных пород мощностью около 1 м также отмечается возрастание содержаний платиноидов (от 0.5 до 1.7 г/т).

Наибольший экономический интерес представляет рудная зона 1. Она прослежена бурением на протяжении около 1.5 км в северо-западном направлении (рис. 3). Ее мощность изменяется в широких пределах, от 10–15 до 120 м, при этом по латерали раздувы зоны мощностью 90–120 м и протяженностью до 100 м сменяются пережимами мощностью 15 м или полным выклиниванием. Северо-западный фланг рудной зоны не оконтурен, не исключено его продолжение в северо-западном направлении, в район Пентландитового ущелья (рис. 2).

По падению рудной зоны, на протяжении 100–150 м, обычно наблюдается уменьшение ее мощности и снижение содержаний полезных компонентов, а иногда происходит расщепление

отдельных рудных тел на маломощные прослои и линзы. В редких случаях по восстанию рудной зоны также наблюдается выклинивание рудных тел и расщепление их на более мелкие фрагменты. Зачастую рудные прослои прорваны телами ультраосновных пород, дайками крупнозернистых габброидов и метадолеритов (рис. 4), а также смещаются вдоль тектонических зон. Более молодой возраст метаолвинитов месторождения подтверждается результатами изотопного датирования Sm-Nd методом по пороодообразующим минералам, согласно которым их возраст составляет 2160 ± 41 млн лет с величиной $s_{Nd}(T) = -1.3 \pm 0.4$ (устное сообщение П.А. Серова). Иногда рудные тела упираются в крупные ксенолиты глиноземистых гнейсов и не прослеживаются за их пределы.

В составе рудной зоны по данным пробирного анализа керновых проб при бортовом содержании Pt+Pd > 0.5 г/т выделяется от 2 до 9 отдельных рудных тел линзовидно-пластовой формы с мощностью, варьирующей от 0.5 до 25 м (рис. 3), при этом корреляция между мощностями рудных тел и рудной зоны, как правило, отсутствует. Рудные тела характеризуются чередованием прослоев бедных (Pt+Pd = 0.5–0.9 г/т), рядовых (Pt+Pd = 1.0–1.9 г/т) и богатых руд (Pt+Pd = > 2.0 г/т). В общем объеме руды доля бедной составляет 54 %, рядовой – 28 % и богатой – 18 %, при незначительном снижении величины Pd/Pt от бедных к богатым рудам: 2.23, 2.12 и 1.96 соответственно. Иногда

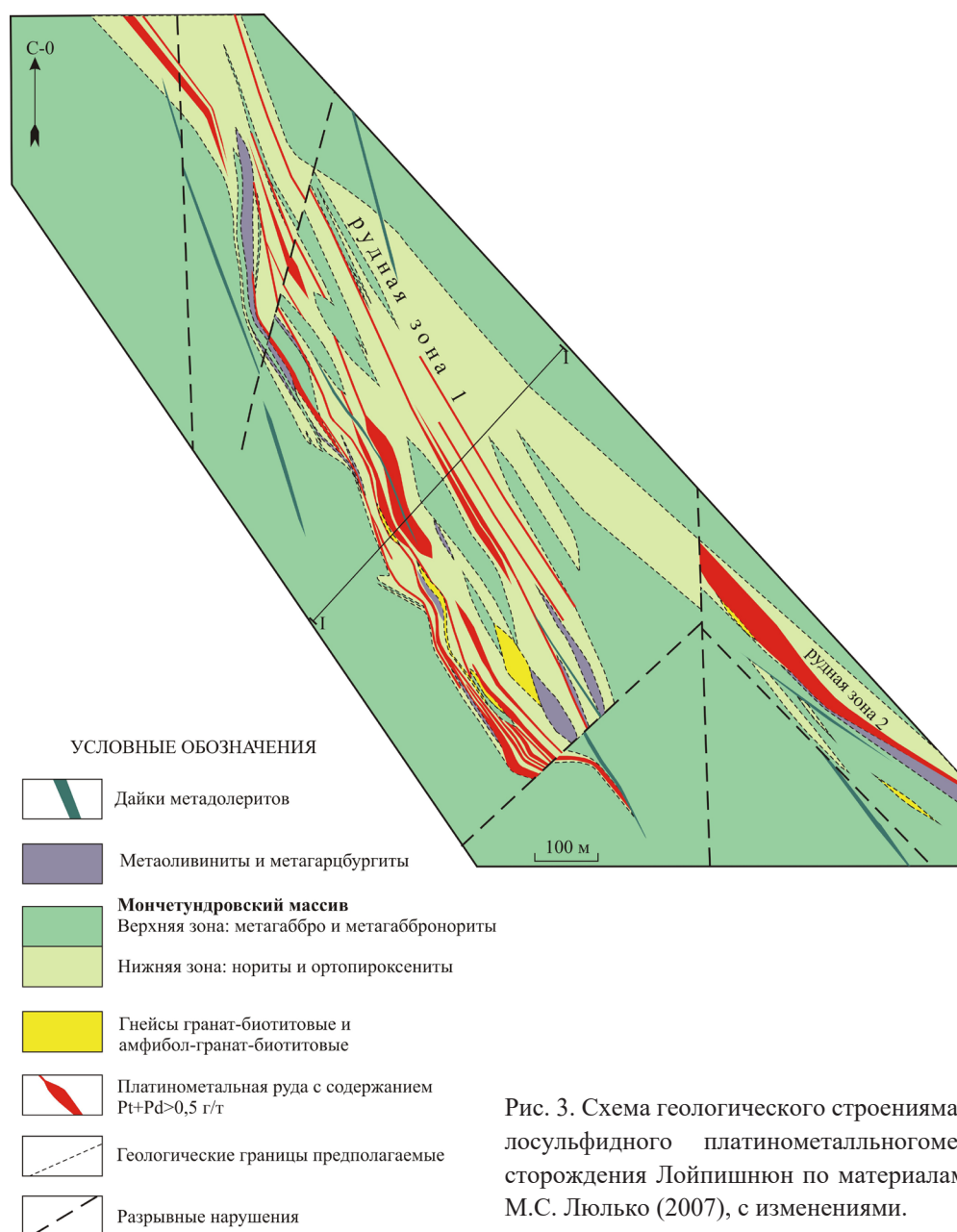


Рис. 3. Схема геологического строения малосульфидного платинометалльного месторождения Лойпишнюн по материалам М.С. Люлька (2007), с изменениями.

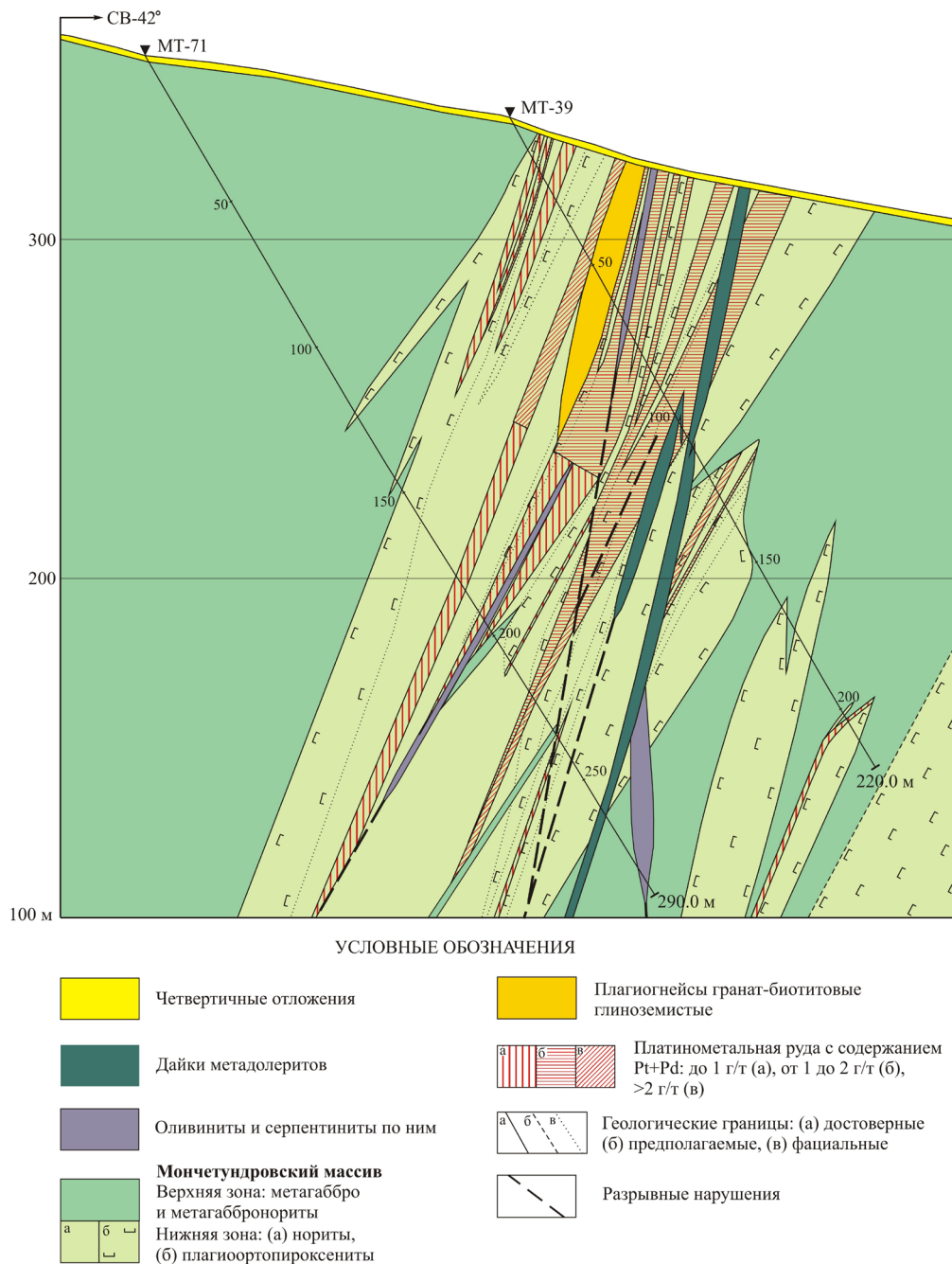


Рис. 4. Геологический разрез по линии I-I рудной зоны I малосульфидного платинометаллического месторождения Лойпишнюн по материалам М.С. Льюйко (2007), с изменениями.

отдельные рудные тела характеризуются сравнительно равномерным распределением полезных компонентов, реже в лежащем боку наблюдаются прослои более богатых разновидностей (см. рис. 4).

Рудная зона 2 прослежена на протяжении 550 м и представлена одним рудным телом мощностью 5–35 м, которое на северо-западном фланге срезается разломом субмеридионального направления, а в юго-восточном – выклинивается (рис. 3). Строение рудного тела характеризуется чередованием довольно выдержанных по падению прослоев бедных руд (0.5–1.0 г/т Pt+Pd) мощностью 2–10 м и рядовых руд (1–2 г/т Pt+Pd) мощностью 3–15 м с линзами более богатых руд (> 2 г/т Pt+Pd) и безрудными прослоями мощностью 0.5–2.5 м. В общем балансе руды, по сравнению с зоной 1, увеличивается доля более богатых руд и содержания платины по отношению к палладию. Так, содержание бедных руд составляет 46 %, рядовых – 32 % и богатых – 22 %, а величина Pd/Pt в них – 1.60, 1.82 и 1.39 соответственно.

Платинометалльное оруденение обычно связано с сульфидной минерализацией, представленной преимущественно мелкой и редкой (около 1–2 об. %), иногда густой вкрапленностью (3–5 об. %), реже прожилково-гнездовыми агрегатами пирротина, пентландита и халькопирита. Агрегаты и отдельные индивиды сульфидов имеют сложную форму, подчиненную, как правило, границам первичных и вторичных силикатов. Отдельные вкрапленники по размеру варьируют от сотых долей до 1–2 мм, а полиминеральные гнезда достигают размера 0.5–1.0 см в поперечнике и зачастую сопровождаются ореолом тонкораспыленных зерен сульфидов.

Доля пирротина, халькопирита и пентландита в общей сульфидной массе достигает 98–100 об. %. В пересчете на 100 % по 26 определениям их соотношение в среднем составляет: пирротин – 42 об. %, халькопирит – 35 об. %, пентландит – 23 об. %. Первичные ассоциации сульфидов в незначительной степени замещаются более поздними сульфидами: пиритом, борнитом, халькозином, кубанитом и макинавитом. В акцессорных количествах отмечаются галенит и сфалерит. Из оксидов встречаются магнетит, ильменит и рутил.

В целом по выборке оруденелых пород существует слабая положительная связь между платиноидами и медью, более низкая – между платиноидами и никелем и практически отсутствует таковая между платиноидами и серой. По этой причине значительно затруднена корреляция рудных подсечений по простиранию и падению, поскольку рудная минерализация не всегда обнаруживает прямую связь как с содержанием сульфидов, так и с особенностями вещественного состава пород.

Для распределения ЭПГ, Ni, Cu и Au в рядовых и богатых рудах рудной зоны 1 месторождения Лойпишнюн, нормированных на примитивную мантию, характерен хорошо выраженный фракционированный характер в ряду от тугоплавких платиноидов к легкоплавким (рис. 5). Для спектра распределения ЭПГ характерна отчетливо выраженная положительная аномалия Pd, в меньшей степени – Rh и, преимущественно, отрицательные аномалии Ir (рис. 5). При этом, содержания Ni в руде значительно ниже, чем в примитивной мантии, тогда как содержания Cu превышают таковые в примитивной мантии в 4–80 раз (рис. 5). Для Pt-Pd руды характерно преобладание Pd над Pt, величина Pd/Pt варьирует от 1.49–1.76 – в рядовых рудах до 2.29 – в богатых.

В руде постоянно присутствуют примеси золота и серебра. Содержания Au варьируют от 0.03 – в рядовых рудах до 0.28 г/т – в богатых. Содержания Ag изменяются от 0.31 до 1.20 г/т вне зависимости от типа руды.

Содержания Ni и Cu закономерно возрастают по мере увеличения суммы ЭПГ с заметным превышением Cu ($Cu/Ni = 1.6–2.0$). Это находится в хорошем соответствии с отмеченным ранее преобладанием халькопирита над пентландитом среди сульфидной минерализации месторождения. Группу халькофильных элементов-индикаторов платинометалльной минерализации по уровню содержаний можно разделить на две группы: (1) Sn, Hg и Pb и (2) As, Te, Bi, Sb и Se. Элементы первой группы не играют существенной роли в ЭПГ минералообразовании, и на диаграмме распределения спектров халькофильных элементов, нормированных на примитивную мантию (рис. 6), они демонстрируют отрицательные аномалии. Тогда как элементы второй группы на этой диаграмме отличаются повышенными содержаниями, а, к примеру, As демонстрирует резко положительную аномалию (рис. 6). Спектр распределения, нормированных на примитивную мантию, халькофильных элементов в рудах месторождения Лойпишнюн характеризуется заметным обогащением As, Te, Sb, Bi и Se. По сравнению с породами верхней, средней и нижней коры (Rudnick, Gao, 2003) рудоносные породы месторождения Лойпишнюн значительно обогащены As, Se и Ag, в меньшей степени – Hg, тогда как содержания Sb и Bi находятся на уровне коровых образований, а Sn и Pb – ниже таковых (рис. 6). Такой характер поведения Te, Bi и As отражает главенствующую роль этих элементов в образовании МПГ.

Отношение S/Se играет важную роль при разбраковке генетических процессов, ответственных за образование платинометалльных месторождений. В рудах месторождения Лойпишнюн величина отношения S/Se (31–814, табл. 1) гораздо более низкая, чем в примитивной мантии – 3300 (McDonough, Sun, 1995), а также других платинометалльных месторождений, например, рифа Меренского – 1500 (по Maier, Barnes, 1996) и Федоровотундровского – 1060–3300 (по Schissel et al., 2002),

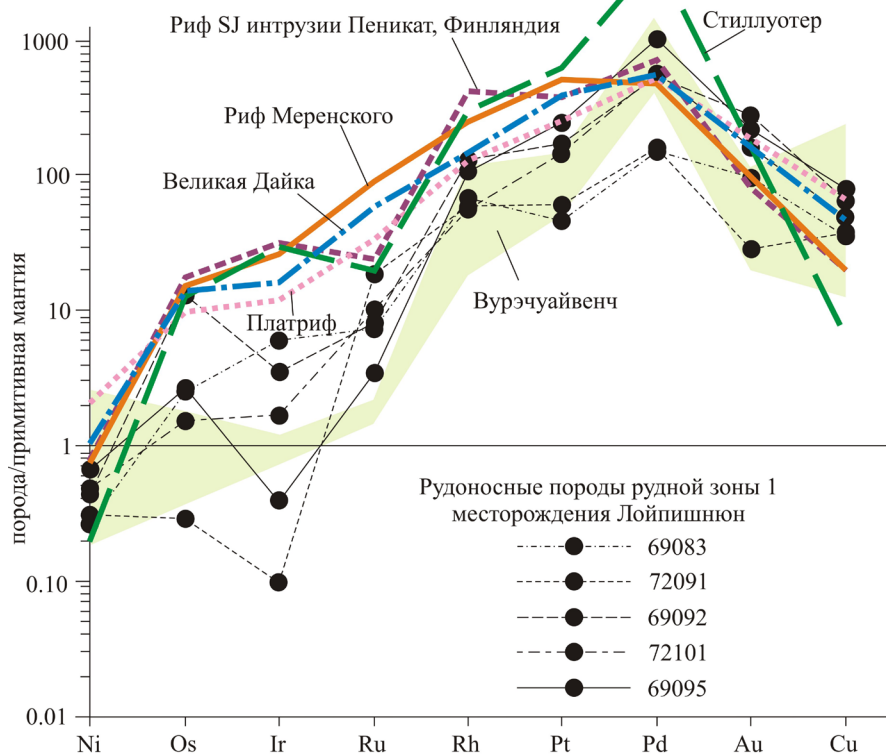


Рис. 5. Распределение ЭПГ, Au, Ni и Cu, нормализованных на примитивную мантию (по McDonough, Sun, 1995), в рудоносных породах месторождения Лойпишнюн в сравнении с месторождением Вурэчуайвенч Мончеплутона (Гроховская и др. 2000), рифом SJ интрузии Пенникат, Финляндия (Alapieti, Lahtinen, 2002) и типовыми месторождениями в расслоенных интрузиях (Naldrett, 2010).

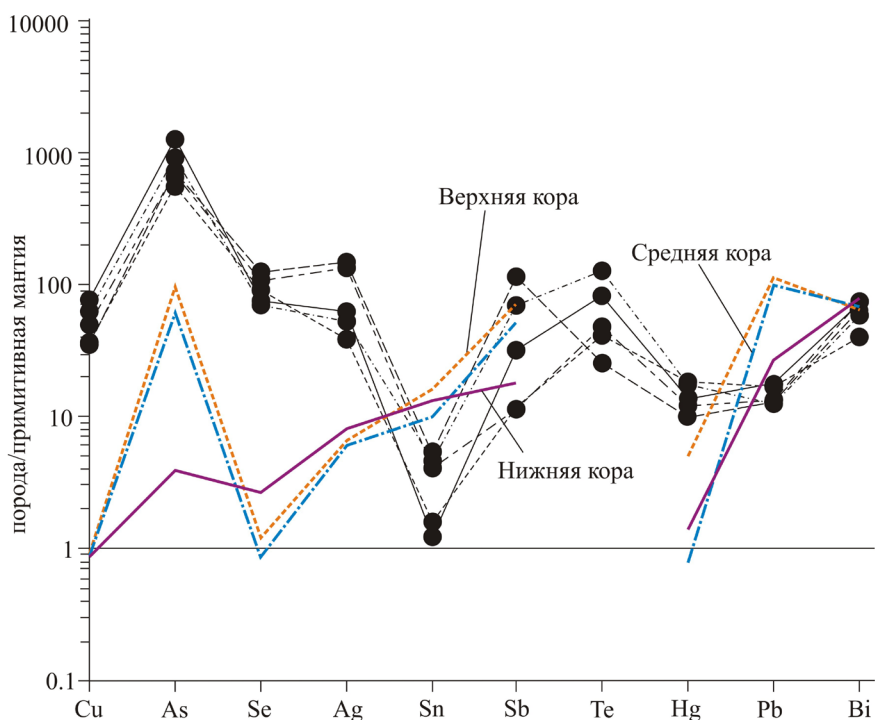


Рис. 6. Спектры распределения халькофильных элементов, нормированных на примитивную мантию (по McDonough, Sun, 1995), в рудоносных породах малосульфидного платинометалльного месторождения Лойпишнюн, а также верхней, средней и нижней коры (по Rudnick, Gao, 2003).

что не позволяет рассматривать образование рудной минерализации непосредственно из мантийного источника (Hattori et al., 2002). Столь низкая величина отношения S/Se в рудах месторождения Лойпишнюн определяется как изменчивостью содержаний серы, так и сравнительно высокими

Таблица. Изотопно-геохимические Sm-Nd данные для пород и минералов Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления.

Породы и минералы	Концентрация, ppm		Изотопные отношения		TDM, млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$		
Нюд-II, проба В-65						
Ортопироксенит	0.456	2.06	0.1333	0.511530±14	–	–1.1
Sulf	3.39	19.63	0.1043	0.511059±11	–	
Орх-1	0.039	0.176	0.1355	0.511599±42	–	
Орх-2	0.318	1.226	0.1569	0.511961±34	–	
Pl	0.466	5.33	0.0528	0.510218±15	–	
Норит оруденелый (Нюд-II, проба В-66)						
Pу	0.029	0.168	0.1058	0.511086±13	–	–7.8
Сср	0.0822	0.556	0.0895	0.510842±72	–	
Орх	1.66	5.69	0.1763	0.511975±16	–	
Pl	0.272	2.25	0.0731	0.510656±14	–	
Ар	282	772	0.1148	0.511176±7	–	
«330 горизонт» Сопчи, проба В-70						
Гарцбургит	0.0431	0.149	0.1656	0.511813±25	–	–6.0
Ol	0.028	0.144	0.1119	0.510982±43	–	
Sulf	0.034	0.188	0.1106	0.510934±36	–	
Орх	0.055	0.160	0.2064	0.512499±33	–	
Вурэчуайвенч, проба В-58						
Метаплагиоклазит оруденелый	0.971	4.62	0.1271	0.511408±7	3051	–2.4
Pn	0.109	0.350	0.1884	0.512382±18	–	
Sulf	0.031	0.116	0.1603	0.511880±87	–	
Вурэчуайвенч, проба В-59						
Метагаббронорит	0.639	2.98	0.1298	0.511391±18	3177	–2.82
Морошковое озеро, проба В-61						
Метанорит	0.6111	2.95	0.1251	0.511340±13	3097	–2.68
Южная Сопча, проба В-63						
Метанорит оруденелый	1.269	5.47	0.1402	0.511596±17	–	–2.19
Южная Сопча, проба В-64						
Метагаббро	2.82	12.25	0.1389	0.511619±17	–	–1.46

Примечание. Sulf – сульфиды; Орх – ортопироксен; Орх-1 – ортопироксен с уд. весом 3.32 г/см³, Орх-2 – ортопироксен с уд. весом 3.25 г/см³; Pl – плагиоклаз; Pу – пирротин; Сср – халькопирит; Ар – апатит; Ol – оливин; Pn – пентландит.

концентрациями Se, который не образует собственных минеральных фаз в рудах месторождения и, скорее всего, изоморфно входит в состав сульфидов (например, Dare et al., 2010). В качестве причины низких значений отношения S/Se, по сравнению с примитивной мантией, обычно рассматриваются следующие факторы: гидротермальное изменение, высокоградиентный метаморфизм, серпентинизация и гипергенное выветривание (Queffurus, Barnes, 2015). Поскольку процессы высокоградиентного метаморфизма, серпентинизации и гипергенного выветривания на месторождении Лойпишнюн не проявлены, низкое значение отношения S/Se в данных рудах отражает, по-видимому, сложную и длительную эволюцию его рудно-магматической системы с участием флюидно-гидротермальных процессов, о чем свидетельствует в том числе и значительное разнообразие минеральных фаз ЭПГ.

В результате проведенного минералогического анализа установлено, что минеральный состав руды представлен 45 фазами, из них 24 представлены МПГ, 13 – интерметаллидами и самородными элементами благородных металлов и 8 – неназванными фазами МПГ. Из 36 изученных МПГ резко преобладают минералы палладия (21), тогда как минералы платины (8) и соединения платины и палладия (7) находятся в подчиненном количестве. Среди МПГ преобладают сульфиды, висмутотеллуриды, теллуриды, Fe-Pt сплавы и арсениды.

Сульфиды платины и палладия представлены рядом куперит-брэггит-высоцкит, реже – минералами группы оуланкаита-василита и платиносодержащими сульфидами цветных металлов.

Химический состав сульфидов Pt и Pd показан на рисунке 7. Согласно этим данным, во всех сульфидах присутствует примесь Ni. Поскольку содержание Ni в сульфидах ряда куперит-брэггит-высоцкит является функцией температуры, увеличиваясь по мере ее снижения (Verren, Merke, 2002), можно предположить, что их кристаллизация происходила в диапазоне температур 1000–700 °C (рис. 7). Сравнение составов сульфидов ЭПГ месторождения Лойпишнюн с таковыми из малосульфидных Pt-Pd руд рифового (Балабонин и др., 2000) и базального типов (Гроховская и др., 2012; Чашин, Петров, 2013) показывает, что сульфиды Pt и Pd из малосульфидных платинометаллических месторождений различных типов довольно близки между собой по составу и, соответственно, условия их кристаллизации не зависят от структурной позиции оруденения (рис. 7).

В целом для рудной зоны 1 месторождения характерна смена в юго-восточном направлении висмутотеллуридно-сульфидной минеральной ассоциации МПГ на интерметаллидную. Эта тенденция хорошо коррелирует с изменчивостью содержания серы: от повышенного – в центральной части зоны до низкого – на юго-восточном фланге. Тогда как для рудной зоны 2 ведущей является интерметаллидно-теллуридная ассоциация МПГ с подчиненной ролью самородных Ag, Au и Pd, сульфидов и висмутотеллуридов. Возможно, такое различие характера минералообразования между рудными зонами, а также по латерали рудной зоны 1 является отражением рудной зональности, тесно сопряженной со снижением фугитивности серы на флангах месторождения при достаточно выдержанных содержаниях Te и Bi в рудообразующем флюиде. Кроме того, обращает на себя внимание присутствие на юго-восточном фланге рудной зоны 1 и в рудной зоне 2 многочисленных Cu-содержащих минералов, что подчеркивает существенно медистый характер сульфидной минерализации в этих частях месторождения.

В отличие от расслоенных интрузий, где оруденение базального типа зачастую локализовано как в эндоконтактовых, так и в ороговикованных вмещающих породах (Шарков, Богатиков, 1998), в месторождении Лойпишнюн оно тяготеет к верхам норит-ортопироксеновой краевой зоны и по этому признаку наиболее близко Волчъетундровскому месторождению (Чашин, Петров, 2013). При этом рудоносные породы испытали брекчирование и инъецирование более поздними габброидами, что существенно усложнило внутреннее строение рудных зон и корреляцию их по простиранию и падению. В результате рудные тела характеризуются сложным внутренним строением с резким выклиниванием и расщеплением раздувов на маломощные прослои и линзы, значительной изменчивостью мощности, при существенной их протяженности. Одной из особенностей месторождения Лойпишнюн является возрастание доли платины по сравнению с палладием в юго-восточном

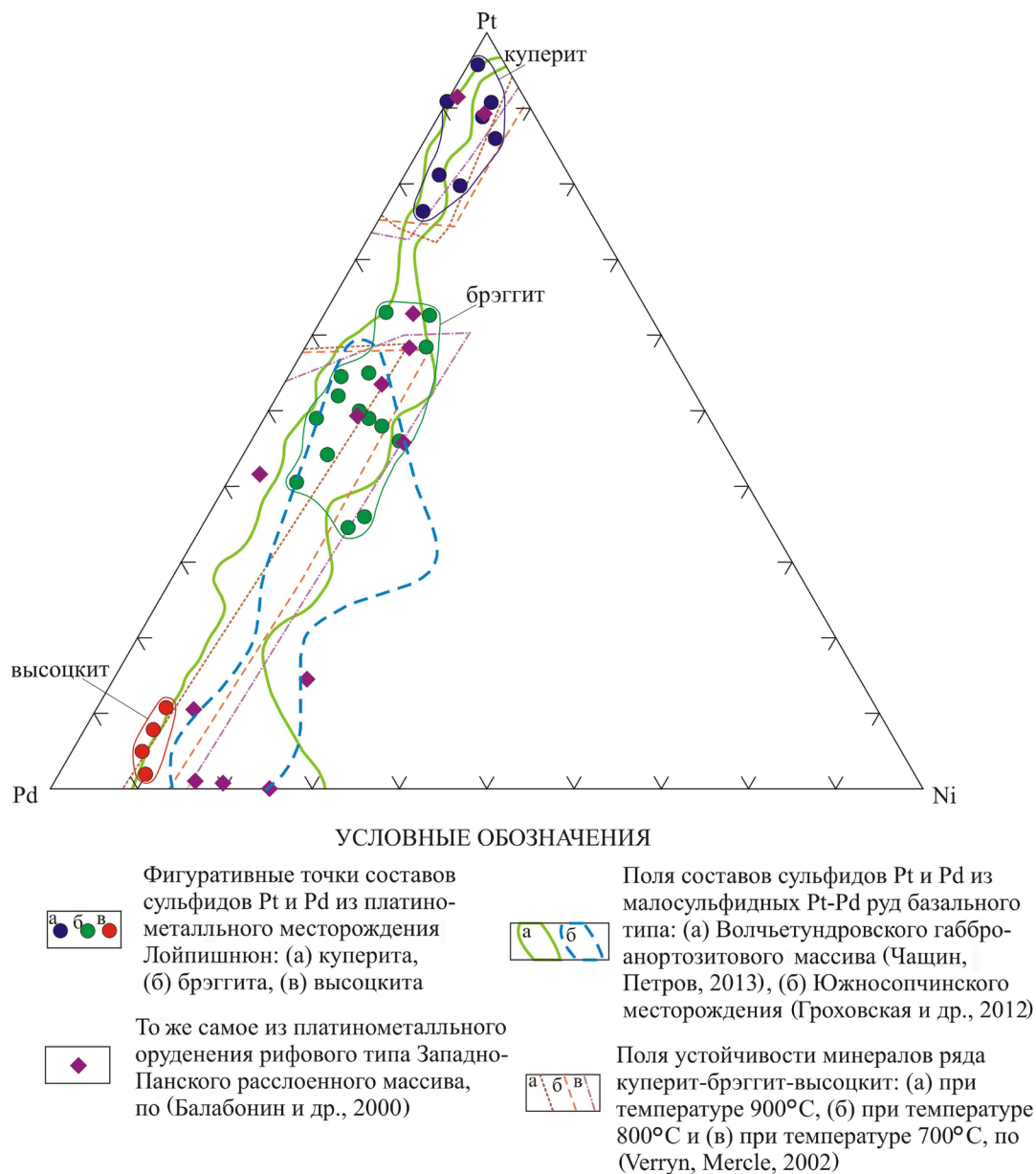


Рис. 7. Химические составы сульфидов ряда куперит-брэггит-высоцит (ат. %).

направлении (в рудной зоне 2), что характерно и для Южносопчинского месторождения. Таким образом, месторождение Лойпишнюн, наряду с общими характерными признаками платинометаллических малосульфидных месторождений базального типа, обладает и локальными критериями сходства с Волчьетундровским и Южносопчинским месторождениями.

Формирование промышленных концентраций ЭПГ является следствием сложных и многостадийных минералообразующих процессов, начиная от собственно магматической стадии до гидротермально-метасоматического преобразования (Шарков, Богатиков, 1998; Гроховская и др., 2009 и др.). В качестве основного механизма концентрирования ЭПГ в процессе образования оруденения базальных зон интрузий рассматривается сегрегация богатой ЭПГ несмесиной сульфидной жидкости в ходе внедрения и кристаллизации силикатной магмы (Налдретт, 2003). При этом, как считается (Шарков, Богатиков, 1998), обогащение расплава Bi, Te, As и Se, по-видимому, происходило в результате ассимиляции им пород коровых гранит-зеленокаменных поясов в процессе становления массива. Для руд месторождения Лойпишнюн характерно размещение рудных минералов преимущественно в интерстициях зерен магматических силикатов,

что свидетельствует об их магматическом происхождении на позднемагматическом этапе, в процессе которого рудные компоненты отделились от силикатного расплава с обособлением их в несмешиваемой сульфидной жидкости. Учитывая, что кристаллизация пород Мончетундровского массива, согласно оценкам по пироксеновым термометрам, происходила в интервале 1150–1000 °С (Чащин, 1999), главный этап рудообразования происходил, скорее всего, при температурах 1000–700 °С в условиях переменной фугитивности серы и был сопряжен с формированием железо-платиновых сплавов, сульфидов и арсенидов, которые часто наблюдаются в тесных сростаниях между собой и с Fe-Ni-Cu сульфидами. Процесс платинометалльного рудогенеза продолжился при дальнейшем остывании массива и сопровождался высокой концентрацией водного флюида в магматической камере, о чем свидетельствует тесная ассоциация МПП с водосодержащими минералами – амфиболом, эпидотом и хлоритом. По-видимому, эти посткристаллизационные изменения привели к «вымыванию» и существенной потере серы (Queffurus, Barnes, 2015), о чем свидетельствуют низкие значения отношения S/Se в рудах месторождения, а также способствовали образованию теллуридов и висмутотеллуридов, стабильных при 700–500 °С (Hoffman, MacLean, 1976; Helmy et al., 2007). Образование висмутидов, самородных элементов и минеральных фаз, обогащенных медью, скорее всего, происходило на постмагматической или гидротермальной стадии при температуре 500–400 °С и ниже.

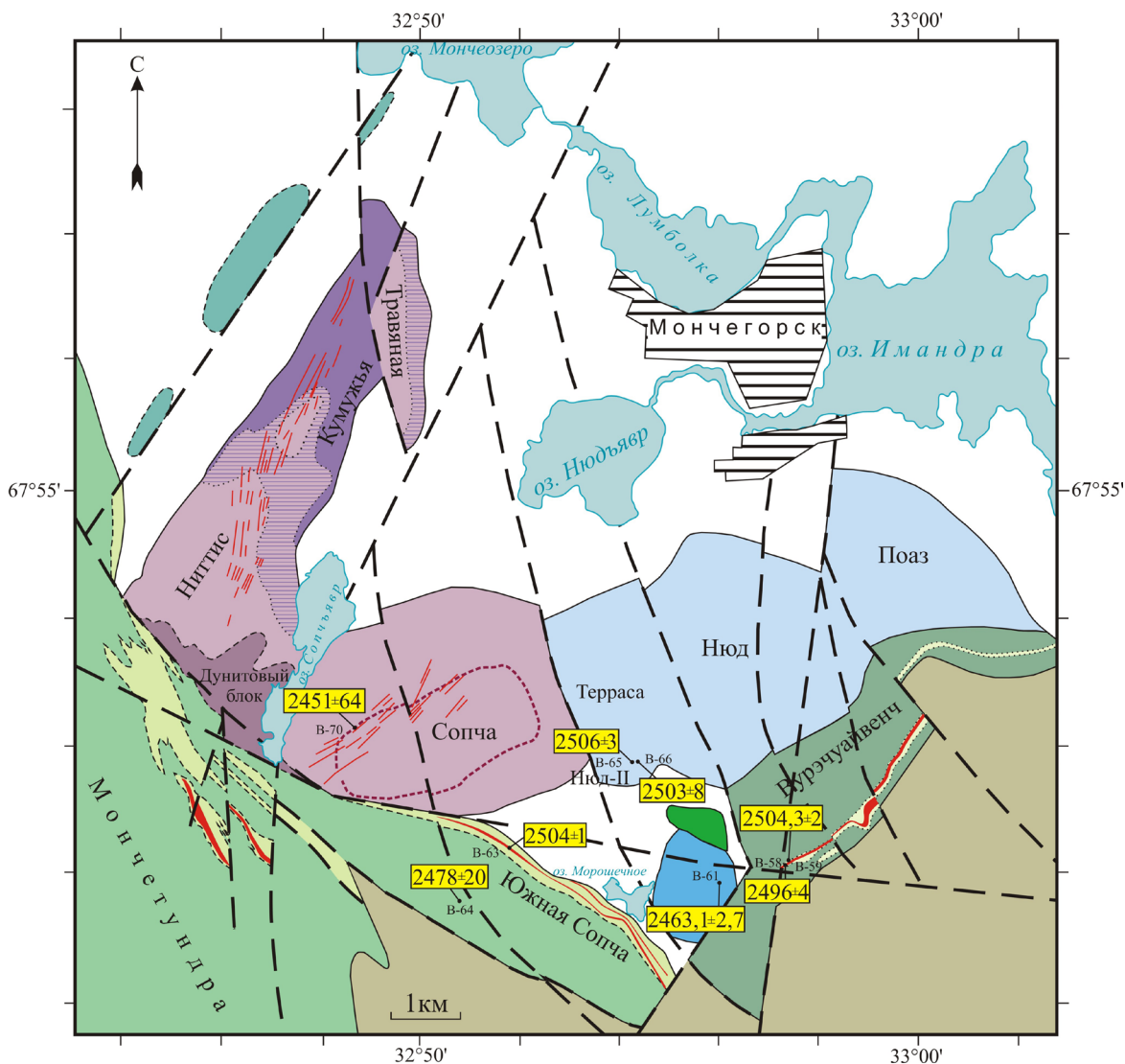
Изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем малосульфидных платинометалльных руд палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления

Всего на изотопно-геохронологические исследования было отобрано 8 проб из оруденелых и вмещающих пород малосульфидных платинометалльных месторождений рифового (Вурэчуайвенч и 330 горизонт Сопчи) базального (Южная Сопча) типов, а также месторождения Нюд-П и массива Морошкового озера (рис. 8).

Изотопное U-Pb датирование

Из рудоносных метаплагиоклазитов месторождения Вурэчуайвенч (проба В-58) выделено 10 мг циркона трех морфотипов. Дискордия, построенная по этим трем точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией в точке с возрастом 2496 ± 4 млн лет (рис. 9 а). Полученный возраст интерпретируется, как время образования платиноносных метаплагиоклазитов месторождения Вурэчуайвенч. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 486 ± 10 млн лет и близко времени проявления в регионе инициальной стадии палеозойской тектоно-магматической активизации, которая представлена кимберлитовыми трубками Терского берега (Баянова, 2004). Из метагабброноритов, вмещающих это месторождение (проба В-59), было выделено 5 мг циркона четырех морфотипов. Дискордия, построенная по трем точкам, пересекает конкордию в точке с возрастом 2504.3 ± 2.2 млн лет (рис. 9 б) и характеризует время кристаллизации габброноритов массива Вурэчуайвенч. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю, что отражает только современные потери свинца. По четвертой разновидности циркона получен конкордантный возраст, равный 1689 ± 10 млн лет (рис. 9 б), который характеризует время завершения свекофеннской орогении, нашедшее свое отражение в виде локальных тектонических зон катаклаза и бластомилонитизации в породах массива (Шарков и др., 2006).

Из метаноритов нижней зоны малосульфидного платинометалльного Южносопчинского месторождения (проба В-63) выделены единичные зерна циркона двух морфотипов. По первой разновидности получен конкордантный возраст, равный 2504 ± 1 млн лет (рис. 9 в), который характеризует время кристаллизации рудоносных норитов месторождения. Конкордантный возраст второй разновидности циркона равен 2130 ± 1 млн лет (рис. 9 в), который, по-видимому, соответствует времени тектонических преобразований в зоне разлома, отделяющего Мончеплутон от Мончетундровского массива (Шарков и др., 2006).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

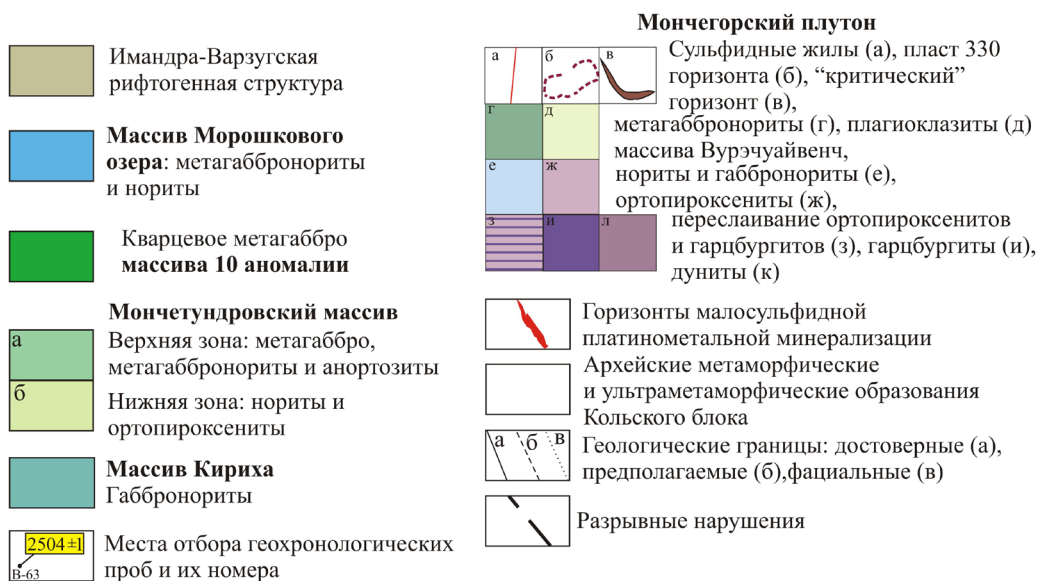


Рис. 8. Схема геологического строения Мончеплутона и его южного обрамления с результатами геохронологических исследований.

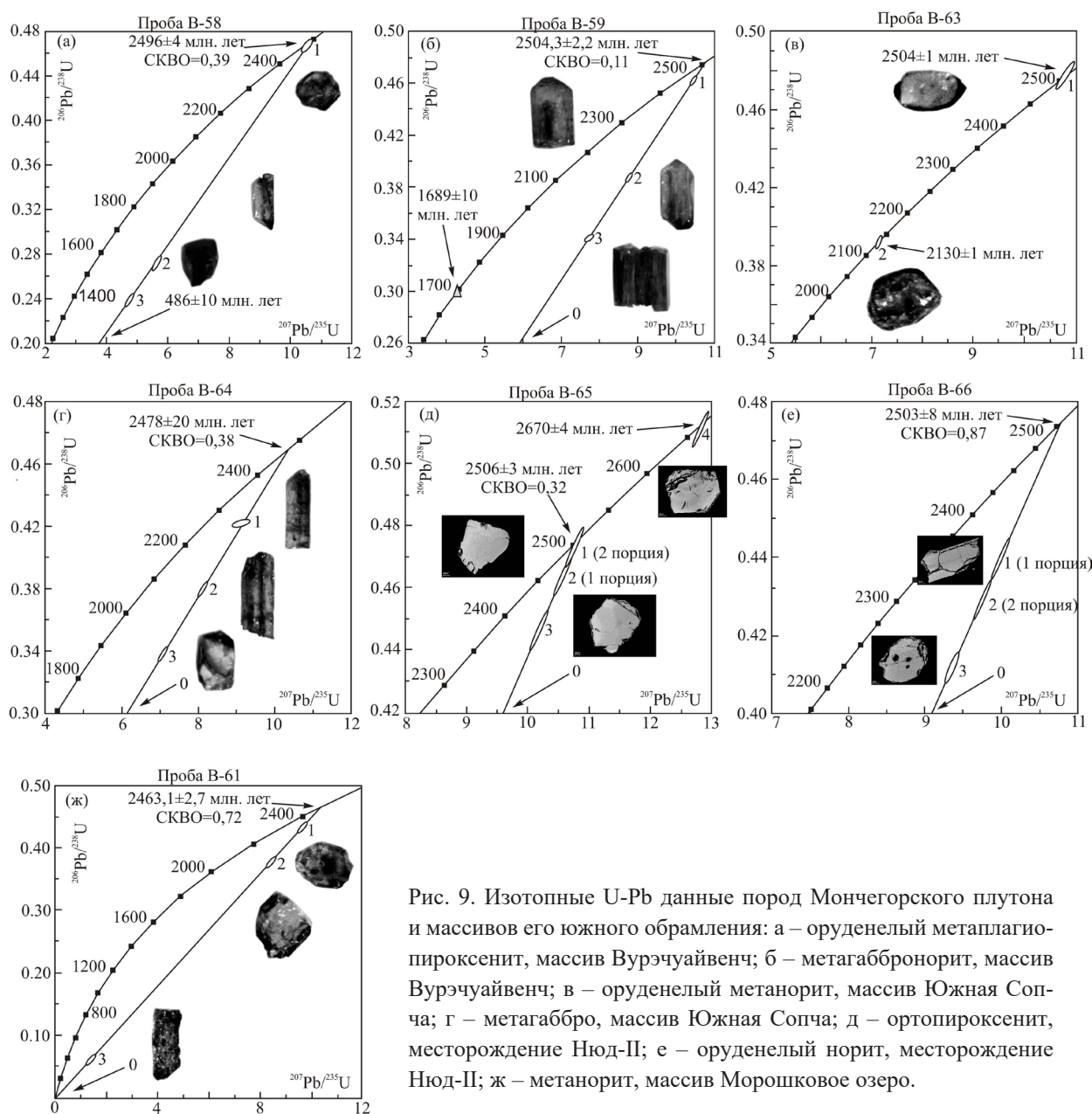


Рис. 9. Изотопные U-Pb данные пород Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления: а – оруденелый метаплагио-пироксенит, массив Вурэчуайвенч; б – метагабронорит, массив Вурэчуайвенч; в – оруденелый метанорит, массив Южная Сопча; г – метагаббро, массив Южная Сопча; д – ортопироксенит, месторождение Нюд-П; е – оруденелый норит, месторождение Нюд-П; ж – метанорит, массив Морошковое озеро.

Из среднезернистых мезократовых метагаббро верхней зоны Южносопчинского массива (проба В-64) выделено 4 мг циркона трех морфотипов. Дискордия, построенная по этим трем точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2478 ± 20 млн лет (рис. 9 г) и характеризующее, по-видимому, время кристаллизации пород верхней зоны Южносопчинского массива. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю, что отражает только замкнутость U-Pb изотопной системы и современные потери свинца.

Из оливинсодержащего ортопироксенита «критического» горизонта месторождения Нюд-П (проба В-65) выделено 10 мг циркона трех морфотипов. Близконкордантный U-Pb возраст цирконов первых двух типов равен 2506 ± 3 млн лет (рис. 9 д), который интерпретируется как время кристаллизации ортопироксенитов «критического» горизонта. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю, и, поскольку U-Pb система в цирконе не нарушена, можно допустить, что оно отражает современные потери свинца. По цирконам третьего морфотипа получен конкордантный возраст, соответствующий 2670 ± 4 млн лет (рис. 9 д), который характеризует его ксеногенную природу.

Из оруденелого норита месторождения Нюд-II (проба В-66) выделено 3 мг циркона двух морфотипов с разделением первого типа на две порции. Дискордия, построенная по этим трем точкам, образует верхнее пересечение с конкордией в точке с возрастом 2503 ± 8 млн лет (рис. 9 е), который соответствует времени кристаллизации рудоносных норитов. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю и отражает современные потери свинца.

Из метаноритов массива Морошковое озеро (проба В-61) выделен 1 мг циркона трех морфотипов. Дискордия, построенная по этим трем точкам, пересекает конкордию в точке с возрастом 2463.1 ± 2.7 млн лет (рис. 9 ж), который характеризует время кристаллизации норитов массива Морошковое озеро. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю, что отражает современные потери свинца.

Sm-Nd изотопно-геохимические данные

Минеральные изохронные Sm-Nd возраста получены по четырем пробам: ортопироксенитам месторождения Нюд-II (2497 ± 36 млн лет), гарцбургитам «330 горизонта» (2451 ± 64 млн лет), оруденелым метаплагиоклазитами массива Вурэчуайвенч (2410 ± 58 млн лет) и оруденелым норитам месторождения Нюд-II (1940 ± 32 млн лет), результаты которых представлены в таблице и рисунке 10.

Все изученные породы Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления имеют отрицательные значения $s_{Nd}(T)$, варьирующие в широком диапазоне. Умеренно радиогенные отрицательные значения $s_{Nd}(T)$ определены в ортопироксенитах месторождения Нюд-II (-1.1) и мета-

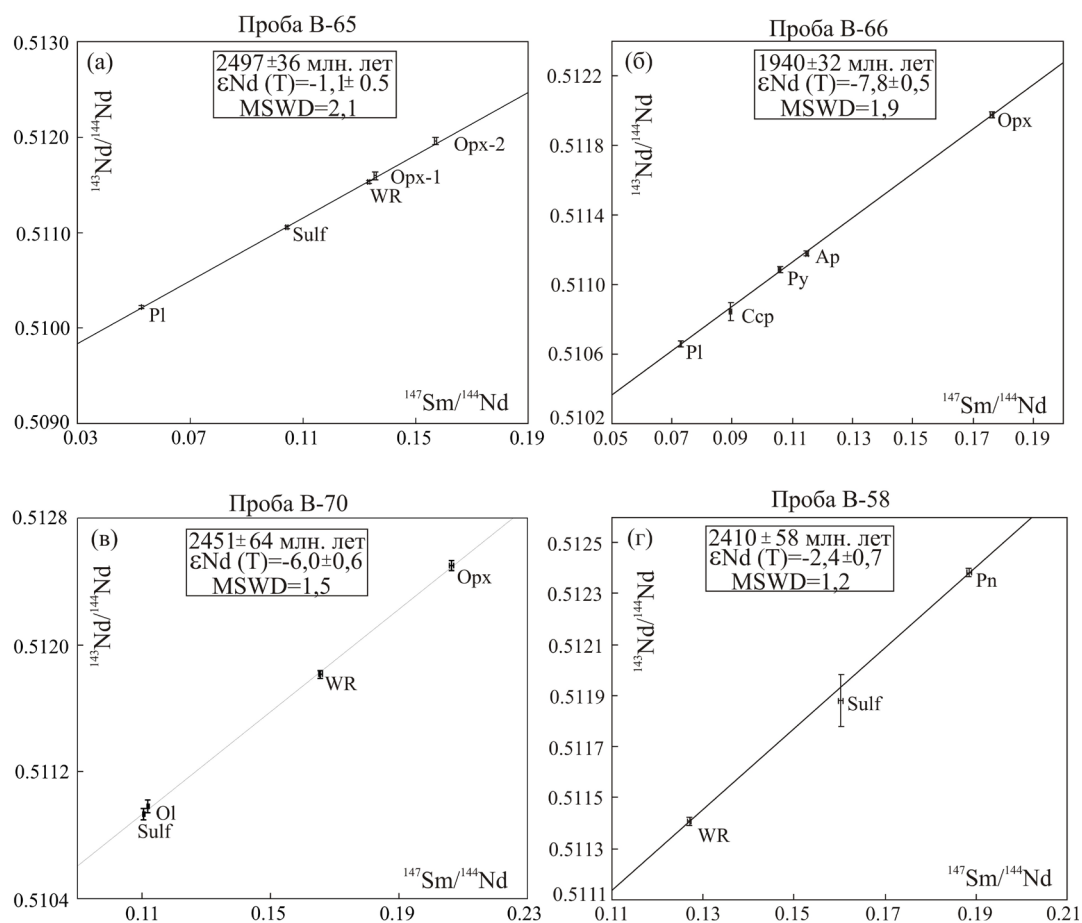


Рис. 10. Минеральные Sm-Nd изохроны для пород Мончегорского плутона: а – ортопироксенит, месторождение Нюд-II; б – оруденелый норит, месторождение Нюд-II; в – гарцбургит «330 горизонта» Сопчи; г – оруденелый метаплагиоклазит, месторождение Вурэчуайвенч. Символы минералов: Ap – апатит, Ccp – халькопирит, Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Pn – пентландит, Py – пирит, Sulf – сульфиды в целом, WR – порода в целом.

габбро Южносопчинского массива (-1.46). Более низкими значениями $s_{Nd}(T)$ характеризуются оруденелые метанориты Южносопчинского массива (-2.19), оруденелые метаплагиоклазиты месторождения Вурэчуайвенч (-2.4), метанориты массивов Морошковое озеро (-2.68) и метагаббронориты массива Вурэчуайвенч (-2.82). Аномально низкие значения $s_{Nd}(T)$ определены в гарцбургитах «330 горизонта» (-6.0) и оруденелых норитах месторождения Нюд-II (-7.8) (табл., рис. 10).

Модельный возраст протолита изученных интрузий – деплетированной мантии (Т), составляет 3.05–3.18 млрд лет – для массива Вурэчуайвенч и 3.10 млрд лет – для массива Морошковое озеро.

В совокупности с ранее имеющимися данными (Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995; Баянова, 2004; Расслоенные..., 2004; Рундквист и др., 2014) полученные нами результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о том, что возраст всех пород Мончеплутона: от кварцевых норитов придонной зоны НКТ до плагиоклазитов массива Вурэчуайвенч, завершающих его разрез, – укладывается в узкий временной интервал – 2507–2493 млн лет, что в пределах погрешности определения может свидетельствовать о сходстве возрастных характеристик пород, в т.ч. из отдельных платиноносных рифов («критический» горизонт Нюда и метаплагиоклазиты массива Вурэчуайвенч), чем подтверждается вывод (Козлов, 1973) о том, что все породы массива формировались в ходе единой внутрикамерной дифференциации расплава. При этом образование пород «критических» горизонтов и платиноносного рифа месторождения Вурэчуайвенч, по данным U-Pb изотопных исследований, не связано с внедрением дополнительной порции расплава, а происходило совместно с вмещающими породами в результате внутрикамерного фракционирования расплава (Рундквист и др., 2014).

Рудоносные метанориты нижней зоны Южносопчинского массива по возрасту (2504 ± 1 млн лет) близки плагиопироксенитам Мончетундровского массива в районе Пентландитового ущелья – 2502.3 ± 5.9 млн лет (Bayanova et al., 2014), а также основному объему пород Мончегорского плутона, тогда как метагаббро его верхней зоны имеют более молодой возраст (2478 ± 20 млн лет). По-видимому, это свидетельствует о фазных соотношениях между породами нижней и верхней зон, подтверждая имеющиеся полевые наблюдения (Рундквист и др., 2011; Гроховская и др., 2012). Более того, полученный нами возраст метагаббро оказался сходен с возрастными данными средне-крупнозернистых лейкократовых габброноритов из юго-восточной части Мончетундровского массива – 2471 ± 9 и 2476 ± 17 млн лет (Баянова и др., 2010). Совокупность полученных возрастных данных, наряду со сходством петрографического и химического состава габброидов Южносопчинского и Мончетундровского массивов (Гроховская и др., 2012), свидетельствует о принадлежности Южносопчинского массива к Мончетундре.

Еще более молодой возраст (2463.1 ± 2.7 млн лет) определен для пород массива Морошковое озеро, что предполагает их образование во время проявления более поздних фаз сумийского магматизма в Мончегорском рудном районе. В частности, эти возрастные данные оказались наиболее близки возрасту лейконоритов краевой зоны (2463 ± 2.4 млн лет) и лейкогаббро главной зоны (2467 ± 8 млн лет) Волчъетундровского массива габбро-анортозитов (Чашин и др., 2012).

Сравнительно более молодой Sm-Nd возраст относительно основного объема пород Мончеплутона получен для гарцбургитов «330 горизонта» Сопчи (2451 ± 64 млн лет). Эти данные находятся в соответствии с геологическими представлениями о формировании этого горизонта в результате более поздней инъекции относительно высокотемпературной магмы и синхронны с проявлением магматизма более поздних расслоенных интрузий Имандровского комплекса (Amelin et al., 1995; Баянова, 2004). Заметно отличается Sm-Nd минеральный возраст оруденелых метаплагиоклазитов месторождения Вурэчуайвенч (2410 ± 58 млн лет) от результатов U-Pb определений. Эти данные оказались близки U-Pb возрастам гидротермально-метасоматических преобразований анортозитов Волчъетундровского массива – 2407 ± 3 млн лет (Чашин и др., 2012) и раннего этапа метаморфизма Мончетундровского массива – 2406 ± 3 млн лет (Митрофанов и др., 1993). Поэтому не исключено, что полученный Sm-Nd минеральный возраст оруденелых метаплагиоклазитов месторождения Вурэчуайвенч, с учетом использования для этих целей смеси сульфидов и пентландита, отражает время метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований массива и сопряжен-

ных с ним процессов платинометалльного рудогенеза, которые могут быть существенно оторваны от времени кристаллизации пород. Еще более молодой Sm-Nd возраст (1940 ± 32 млн лет) получен по оруденелым норитам месторождения Нюд-II. По-видимому, он отражает время свекофеннского метаморфизма, частично затронувшего и рудно-магматическую систему Мончеплутона, что привело к перестройке Sm-Nd системы и ее неполному закрытию.

Таким образом, результаты изотопно-геохронологических исследований рудно-магматических систем малосульфидного платинометалльного оруденения показывают, что платиноносные рифы Мончеплутона были сформированы как в результате внутрикамерного фракционирования исходного магматического расплава (платиноносный риф месторождения Вурэчуайвенч, «критический» горизонт месторождения Нюд-II), так и в результате внедрения дополнительной порции расплава («330 горизонт» Сопчи). Наряду с этим образование малосульфидного платинометалльного Южно-сопчинского месторождения базального типа сопряжено с начальным этапом становления массива.

Массив Оспе-Лувтуайвенч: петрогеохимические и изотопно-геохронологические свидетельства принадлежности к Имандровскому комплексу расслоенных интрузий

Имандровский комплекс расслоенных интрузий развит в основном в пределах южного борта и северо-западного замыкания палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной структуры и объединяет несколько массивов близкого состава. Для него, а также некоторых расслоенных интрузий близкого возраста Финляндии: Коителайнен и Аканваара (Mutanen, 1996), характерно сочетание горизонтов хромовых руд в пироксенитах нижних частей интрузий и высокожелезистых габброидов с горизонтами ильменит-титаномагнетитовых руд в верхних. Кроме того, в некоторых массивах Имандровского комплекса (Прихибинский, Большая Варака, Умбареченский, горы Девичья) была обнаружена повышенная платиноносность, приуроченная как к хромитовым горизонтам нижней зоны массивов, так и к метагаббро-анортозитам переходной зоны (Митрофанов и др., 1995). Возраст Имандровского комплекса оценен по трем массивам (Прихибинскому, Умбареченскому и Большая Варака) в породах от нижней зоны (габбронориты Большой Вараки) до переходной (метагаббро-анортозиты Прихибинского массива) и по результатам датирования U-Pb методом по циркону он варьирует в интервале 2437–2446 млн лет (Amelin et al., 1995; Галимзянова и др. 1998; Баянова, 2004). Sm-Nd методом возраст Умбареченского массива определен в 2444 ± 77 млн лет при величине $\epsilon_{Nd} = -2.0$ (Balashov et al., 1993).

Среди интрузий Имандровского комплекса наиболее дискуссионным вопросом является принадлежность к нему массива Оспе-Лувтуайвенч. Этот массив измененных основных пород развит в районе возвышенностей Оспе и Лувтуайвенч и известен с 50-х годов прошлого века. Данные о его объеме и возрасте весьма противоречивы, поэтому с целью уточнения его строения, вещественного состава, петрогеохимических особенностей и возраста было предпринято его дополнительное детальное изучение.

Массив Оспе-Лувтуайвенч расположен в 15 км к северо-западу от г. Апатиты (рис. 11), имеет протяженность не менее 17 км от оз. Кислое на северо-западе до Экостровского пролива оз. Имандра и далее на юго-восток, где по тектонической зоне сочленяется с Тикгубским массивом Имандровского комплекса, при этом значительная его часть здесь перекрыта водами оз. Экостровская Имандра. Он залегает среди образований кислугубской свиты неоархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса с возрастом 2718 ± 10 млн лет (Чашин и др., 2004). Массив имеет линзовидную форму в плане, ориентирован в северо-западном ($300\text{--}310^\circ$) направлении и состоит из трех блоков (с северо-запада на юго-восток): – Лувтуайвенч, Оспе и Экостровский. Ширина массива в его юго-восточной части достигает 6 км, постепенно уменьшаясь до 300–500 м в северо-западном направлении и в районе оз. Кислое он выклинивается, срезаясь разломом северо-восточного направления.

В целом основной объем массива во всех его блоках сложен мезо- и меланократовыми ортоамфиболитами, содержащими 40–60 и 60–80 % темноцветных минералов соответственно. Преобладающим развитием среди пород массива пользуются мезократовые ортоамфиболиты, а меланократовые разновидности слагают отдельные прослои мощностью не более 100 м. Иногда наблюда-

ются участки мощностью 10–50 см тонкого переслаивания этих пород между собой. В блоках Оспе и Лувтуайвенч среди мезократовых ортоамфиболитов встречены прослой лейкократовых эпидотовых ортоамфиболитов мощностью 5–15 м, которые, скорее всего, образованы по габбро-анортозитам. Они состоят на 20–30 % из зеленоватой обыкновенной роговой обманки и на 70–80 % из сосюритизированного плагиоклаза.

Во всех блоках массива Оспе-Лувтуайвенч присутствуют мезократовые метаферрогаббро, для которых, при внешнем сходстве с вышеописанными ортоамфиболитами, характерно присутствие титанита, вкрапленности ильменита и магнетита. В Экостровском блоке они слагают прослой протяженностью до 8 км и мощностью до 1.5 км. В блоке Оспе метаферрогаббро образуют прослой протяженностью около 6 км и мощностью до 500 м, который в центральной части блока по сдвиговым тектоническим зонам смещен в юго-западном направлении на расстояние около 1 км. В блоке Лувтуайвенч метаферрогаббро прослеживаются в виде двух прослоев протяженностью около 3 км и мощностью 100–200 м вдоль его краевых зон.

С метаферрогаббро блока Оспе пространственно и генетически связан горизонт ильменит-магнетитовой руды, состоящий из двух фрагментов. При этом юго-восточная его часть прослежена по данным наземной магниторазведки на расстояние не менее 1 км при мощности около 50 м. Рудная минерализация в горизонте представлена неравномерной вкрапленностью ильменита и магнетита в виде поликристаллических агрегатов гнездовидной формы, реже – отдельных зерен, количество которых достигает 15 об. %. Магнетит встречается в виде зерен неправильной формы с прямолинейными и изогнутыми контурами размером от 80×100 до 140×200 мкм. Ильменит обычно образует зерна полигональной и призматической формы размером 50×100 мкм по периферии зерен магнетита, пластинчатые выделения внутри магнетита размером 10–15×300 мкм, реже – тонкие ламеллы в магнетите длиной 10–40 мкм.

Ильменит-магнетитовые руды массива по содержанию рудных минералов, титана и железа вполне сопоставимы с известными проявлениями ванадий-содержащих ильменит-титаномагнетитовых руд массивов Прихибинского и Умбареченского, гор Девичья и Сеяваренч. Кроме того, химический состав магнетита и ильменита в руде блока Оспе по всем компонентам сходен с составом аналогичных рудных минералов из ванадийсодержащих ильменит- и титаномагнетитовых руд проявлений Прихибинского и Умбареченского массивов (Митрофанов и др., 1995).

В пределах массива Оспе-Лувтуайвенч встречаются тела метаультрабазитов различной мощности. Следует отметить, что здесь они находятся не в нижней части интрузива, как, например, в массивах горы Ягельной и Умбареченском, а в центральной части блока Лувтуайвенч и северо-восточной Экостровского блока. Учитывая, что породы близкого состава обычно залегают в основании нижней зоны массивов Имандровского комплекса (например, Умбареченского и горы Ягельной), такое положение метаультрабазитов массива Оспе-Лувтуайвенч предполагает два варианта их интерпретации. С одной стороны, эта структурная позиция метаультрабазитов может быть следствием их аллохтонного залегания в результате сложно-складчатого строения массива. С другой стороны, данные метаультрабазиты могут не принадлежать массиву, а относиться к более древнему комплексу, являясь ксеногенными образованиями. Например, среди метавулканитов неогаргейской кислогубской свиты достаточно часто встречаются небольшие массивы, сложенные ультраосновными породами сходного состава (рис. 11), и не исключено, что именно такие породы были захвачены при внедрении массива Оспе-Лувтуайвенч. В пользу такого предположения свидетельствуют и петрогеохимические особенности метаультрабазитов. В отличие от метагабброидов они характеризуются низкими содержаниями кремнезема, глинозема и щелочей, близкондритовыми значениями ТРЗЭ, близкими к примитивной мантии содержаниями Rb и Ba, а также отрицательной аномалией Sr (Чашин и др., 2015). Тогда как в такой типичной расслоенной интрузии палеопротерозоя, как Мончегорский плутон, перидотиты и пироксениты, являющиеся элементами расслоенности, имеют сходный с габброидами характер распределения элементов-примесей (Кривоуцкая и др., 2010).

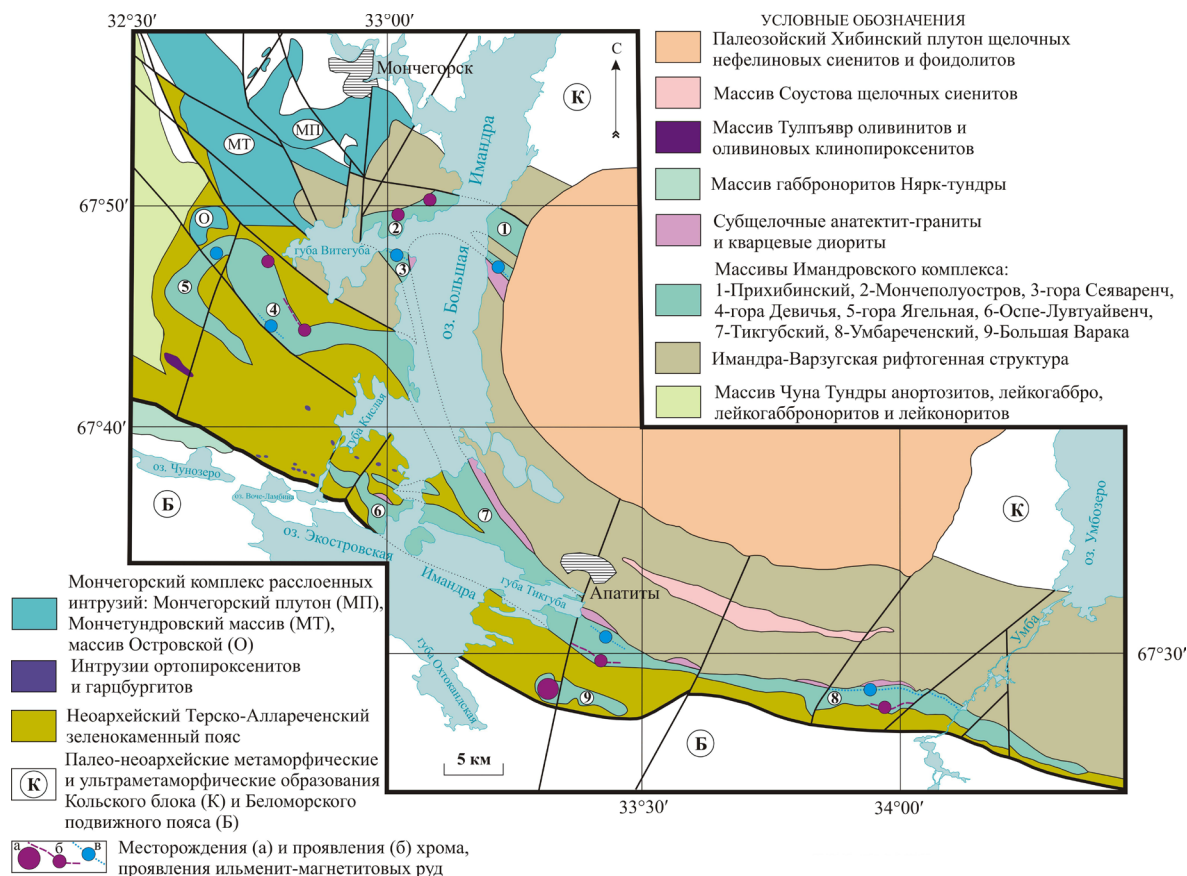


Рис. 11. Схема геологического строения площади развития расслоенных интрузий Имандровского комплекса.

Таким образом, геологическая позиция метаультрабазитов и мономинеральных амфиболитов, а также их петро-геохимические характеристики дают основание предполагать, что они не имеют отношения к массиву Оспе-Лувтуайвенч, а являются ксеногенными образованиями.

Остальные породы в пределах всех блоков массива обнаруживают полное петрографическое сходство между собой и являются достаточно гомогенными по петрогеохимическим параметрам. Несколько отличаются от метагабброидов массива его эндоконтактные разновидности, которые заметно обогащены ЛРЗЭ, а также Th, U, Ta и Nb при повышенных в ряде случаев содержаниях щелочей, что может свидетельствовать об ассимиляции ими корового материала в процессе внедрения или становления массива (Чащин и др., 2015).

Состав изученной ассоциации пород массива Оспе-Лувтуайвенч, структурное положение метаферрогаббро, горизонтов лейкократовых метагабброидов (метагаббро-анортозитов) и ильменит-магнетитовых руд хорошо согласуются с составом пород интрузий Имандровского комплекса, их внутренним строением и структурным положением горизонтов метагаббро-анортозитов и ильменит-титаномангнетитовых руд, где они являются надежными маркерами. Поэтому, несмотря на значительную степень метаморфических преобразований пород, а в некоторых случаях и интенсивных тектонических дислокаций, можно предположить, что основной объем массива Оспе-Лувтуайвенч представлен породами, сопоставимыми с габброидами главной зоны Имандровского комплекса, которые выше по разрезу сменяются породами, аналогичными переходной и верхней зон.

Это сходство в строении массива Оспе-Лувтуайвенч и Имандровского комплекса надежно подтверждается близостью химического состава их основных породных разновидностей, за исключением метаультрабазитов (Чащин и др., 2015).

Результаты геохронологических исследований показывают близость в пределах погрешности как возрастов образования пород различных блоков массива Оспе-Лувтуайвенч: 2455.8 ± 3.5 (блок Оспе), 2445 ± 5 (блок Лувтуайвенч) и 2447 ± 4 млн лет (Экостровский блок), так и массива

горы Ягельной – 2444 ± 3 млн лет (рис. 11) (Чашин и др., 2015). Они сходны с полученными ранее возрастными кристаллизации массивов Имандровского комплекса: Прихибинского, Большая Варака и Умбареченского – 2437–2446 млн лет (Amelin et al., 1995; Галимзянова и др., 1998, Баянова, 2004).

Таким образом, по всем петрогеохимическим и изотопно-геохронологическим параметрам метагабброиды всех блоков массива Оспе-Лувтуайвенч принадлежат одному массиву и обнаруживают практически полное сходство с породами Имандровского комплекса, что с высокой долей вероятности свидетельствует о принадлежности массива к этому комплексу и, соответственно, допускает вероятность обнаружения в связи с ним проявлений характерных для Имандровского комплекса Cr, V-Ti-Fe и платинометалльных руд.

Литература

1. Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Субботин В.В., Нерадовский Ю.Н., Карпов С.М., Пахомовский Я.А., Савченко Е.Э. Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 179–204.
2. Бартенев И.С., Докучаева В.С. Геолого-структурные особенности и условия образования месторождения Нюд-П // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения / ред. Г.И. Горбунов. Апатиты: КолФАН СССР, 1975. С. 144–158.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
4. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // ДАН. 2010. Т. 431. № 2. М. С. 216–222.
5. Галимзянова Р.М., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Федотов Ж.А., Левкович Н.В. Происхождение и U-Pb возраст гранофировых пород Имандровского дифференцированного интрузива (Кольский регион) // ДАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 805–807.
6. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.Н., Лапина М.И., Лапутина И.П., Муравицкая Г.Н. Платинометаллическая минерализация в габброноритах массива Вуручайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 147–161.
7. Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В. Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 520–539.
8. Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова ОВ., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 416–440.
9. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973.
10. Криволицкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Беляцкий Б.В., Рощина И.А. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: I. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия. 2010. № 3. С. 16–44.
11. 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 // ДАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.
12. Митрофанов Ф.П., Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Торехов М.П., Баянова Т.Б., Каржавин В.К., Галимзянова Р.М. Перспективы платиноносности Имандровского расслоенного интрузива // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. II. Кн. 2. С. 26–42.
13. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
14. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение: в 2 частях / ред. Ф.П. Митрофанов и В.Ф. Смолькин. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004.
15. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А., Севостьянов А.Ю., Мирошникова Я.А. Геологическое строение и особенности локализации платинометаллического оруденения в восточной части Южно-

- сопчинского мафит-ультрамафитового массива, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 58–68.
16. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок «Южносопчинский», Кольский полуостров) // Литосфера. 2012. № 3. С. 65–79.
 17. Рундквист Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Палеопротерозойский слоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP)-датирования бадделеита и циркона // ДАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67–72.
 18. Чащин В.В. Пироксены Мончетундровского перидотит-пироксенит-лейкогаббрового и Волчьетундровского габбро-анортозитового массивов // Зап. ВМО. 1999. № 3. С. 101–111.
 19. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия): стратотипический разрез и U-Pb возраст // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 3–15.
 20. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Серов П.А. Волчьетундровский массив комплекса автономных анортозитов главного хребта: геологическое строение, петрогеохимические особенности и изотопно-геохронологические исследования (Кольский полуостров, Россия) // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 514–540.
 21. Чащин В.В., Петров С.В. Малосульфидные платиновые руды Волчьетундровского массива габбро-анортозитов (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 415–442.
 22. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Массив метабазитов Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров, Россия): геологическое строение, петро-геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства принадлежности к Имандровскому комплексу расслоенных интрузий // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 459–489.
 23. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузивах Карело-Кольского региона // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 419–439.
 24. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б., Чистяков А.В., Федотов Ж.А. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355–364.
 25. Alapieti T.T., Lahtinen J.J. Platinum-group element mineralization in layered intrusions of northern Finland and the Kola Peninsula, Russia // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. Ed. L. J. Cabri. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Special. V. 54. P. 507–546.
 26. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. V. 75. P. 31–46.
 27. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. V. 64. No. 1/4. P. 197–205.
 28. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nitkina E., Kamensky I. Layered PGE paleoproterozoic (LIP) intrusions in the N-E part of the Fennoscandian Shield – isotope Nd-Sr and $^3\text{He}/^4\text{He}$ data, summarizing U-Pb ages (on baddeleyite and zircon), Sm-Nd data (on rock-forming and sulphide minerals), duration and mineralization // Geochronology – Methods and Case Studies / ed. N.-A. Morner // INTECH, 2014. P. 143–193. (<http://dx.doi.org/10.5772/58835>).
 29. Dare S.A.S., Barnes S.-J., Prichard H.M. The distribution of platinum group elements (PGE) and other chalcophile elements among sulfides from the Creighton Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Sudbury, Canada and the origin of palladium in pentlandite // Mineralium Deposita. 2010. V. 45. P. 765–793.
 30. Hattori K.H., Arai S., Clarke D.B. Selenium, tellurium, arsenic and antimony contents of primary mantle sulfides // The Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 637–650.
 31. Helmy H.M., Ballhaus C., Berndt J. et al. Formation of Pt, Pd and Ni tellurides: experiments in sulfide-telluride systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 153. P. 577–591.
 32. Hoffman E., MacLean W.H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // Economic Geology. 1976. V. 71. P. 1461–1468.

33. Maier W.D., Barnes S.-J. Unusually high concentrations of magnetite at Caraiba and other Cu-sulfide deposits in the Curaca Valley, Bahia, Brasil // *The Canadian Mineralogist*. 1996. V. 34. P. 717–731.
34. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
35. Mutanen T. The Akanvaara and Koitelainen intrusions and the Keivitsa-Satovaara complex / IGCP 336 Field Conference on Layered Mafic Complexes and Related Ore Deposit of Northern Fennoscandia. Guide to the pre-symposium field trip in Finland. August 20–21, 1996.
36. Naldrett A.J. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 669–688.
37. Queffurus M., Barnes S.-J. A review of sulfur to selenium ratios in magmatic nickel-copper and platinum-group element deposits // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 69. P. 301–324.
38. Rudnick R.L., Gao S. The composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry* / ed. R.L. Rudnick. Elsevier, 2003. V. 3. P. 1–64.
39. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A. U. Basal platinum-group element mineralization in the Fedorov Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Economic Geology*. 2002. V. 97. P. 1657–1677.
40. Verryn S.M.C., Merkle R.K.W. The system PtS-PdS-NiS between 1200 and 700°C // *The Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. P. 571–584.

ГЛАВА VIII

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Введение

Целенаправленные исследования Федорово-Панского расслоенного комплекса (ФПРК) начались на рубеже 80–90-х годов прошлого века, когда была дана положительная оценка перспектив на обнаружение промышленного оруденения комплексного сырья (PGE, Au, Ag, Cu+Ni+Co) (Веселовский и др., 1988, Митрофанов и др., 1994). Одновременно с активными геолого-петрологическими исследованиями решалась задача определения возраста главных фаз комплекса. Первые данные о возрасте были получены: для габброноритов нижнего горизонта Западно-Панского блока интрузии – 2501 ± 1.4 млн лет, 2491 ± 1.5 млн лет (Amelin et al., 1995), 2496 ± 10 млн лет (Баянова и др., 1994), 2487 ± 51 млн лет (Balashov et al., 1993); для габбро-пегматитов – 2470 ± 9 млн лет (Balashov et al., 1993; Баянова и др., 1994) и магнетитовых габбро – 2498 ± 5 млн лет (Баянова и др., 1994).

Дальнейшее интенсивное геохронологическое изучение Федорово-Панского расслоенного комплекса в 2000-е годы проводилось под руководством академика РАН Ф.П. Митрофанова, в основном силами коллектива лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН. Были получены U-Pb (циркон, бадделейт) и Sm-Nd изотопно-геохронологические характеристики породных комплексов Федоровотундровского, Западно-Панского и Восточно-Панского блоков интрузива, определены и научно обоснованы возрастные рубежи формирования Федорово-Панского расслоенного комплекса в интервале 2526–2440 млн лет (Баянова и др., 2002, 2017; Schissel et al., 2002; Баянова, 2004; Серов, Митрофанов, 2005; Ниткина, 2006; Serov, 2007; Серов, 2006, 2008; Серов и др., 2007; Грошев и др., 2009; Bayanova et al., 2009, 2014, 2019; Серов, Екимова, 2011; Митрофанов и др., 2013; Mitrofanov et al., 2019). Дальнейшее развитие методики Sm-Nd датирования и новый подход с использованием сульфидных минералов в качестве геохронометров (Серов, Екимова, 2009; Екимова и др., 2011; Серов и др., 2011) позволили установить время формирования малосульфидной минерализации в пределах месторождений Киевей и Федорова Тундра (Серов и др., 2014). Системный подход с использованием комплекса изотопно-геохимических и минералогическо-петрологических методов позволил более надежно и «тонко» подойти к изучению возраста, закономерностей формирования и условий локализации рудного вещества в главных структурных подразделениях комплекса.

Аналитические методы

Работы по определению содержаний и изотопных составов Sm, Nd, Rb, Sr выполнены в Центре коллективного пользования ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты).

Sm-Nd метод. Для химического разложения проб брали навеску массой 50–100 мг, к которой добавлялось соответствующее количество раствора смешанного трассера ^{149}Sm - ^{150}Nd . Затем навеску обрабатывали концентрированной плавиковой кислотой (5–10 мл) и выдерживали 1.5–2 часа при комнатной температуре. Далее навеску помещали в тефлоновый вкладыш автоклава и проводи-

ли разложение в сушильном шкафу при температуре 170 °С в течение нескольких часов. После разложения выпаривали досуха HF и образовавшиеся фториды переводили в хлориды путем упаривания образца 2–3 раза в 4.5–6N HCl. Сухой остаток растворяли в 1 мл 2.3N HCl и загружали на первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50W-8 (200–400 меш). Эта колонка используется для выделения суммы РЗЭ с применением ступенчатого элюирования 2.3 и 4.5N HCl. Выделенную фракцию РЗЭ выпаривали досуха, растворяли в 0.1 N HCl и загружали на вторую колонку с ионитом HDEHP на твердом носителе KEL-F. Отобранные фракции Sm и Nd выпаривали, после чего они уже были готовы для последующего масс-спектрометрического анализа.

Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512090 ± 13 (N=9). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.4 % (2 σ) – среднее значение из семи измерений в стандарте BCR (Raczek et al., 2003). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – до 0.005 %. При расчете изохрон использовались реальные ошибки измерения изотопного состава Nd, но не ниже уровня воспроизводимости измерения изотопного состава Nd (0.004 %). Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm – 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd – ± 0.5 %, для минералов с низкими содержаниями (доли ppm) – до ± 10 %. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 = 0.512115 (Tanaka et al., 2000). Вычисление параметров изохрон проводилось с помощью программного комплекса ISOPLOT (Ludwig, 2008). При расчете величин $s_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов использованы современные значения CHUR по (Bouvier et al., 2008) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

Rb-Sr метод. Для разложения образцов и минералов использовали перегнанные кислоты HCl, HF, HNO₃ и H₂O (бидистиллят). Разложение минералов анализируемых образцов (20–100 мг – в зависимости от содержания Rb и Sr и 200 мг породы) проводили в 4 мл смеси HF и HNO₃ (соотношение 5:1) в закрытых тefлоновых бюксах в термостате при температуре ~ 200 °С в течение суток. Выделение Rb и Sr проводили методом элюентной хроматографии на смоле «Dowex» 50 × 8 (200–400 меш). В качестве элюента использовали 1.5N и 2.3N HCl. Объем смолы в использованных колонках ~ 7 см³ и ~ 4 см³. Выделенные фракции Rb и Sr упаривали досуха, а затем обрабатывали несколькими каплями HNO₃. Изотопный состав Sr и определение содержаний Rb и Sr проводили на масс-спектрометре МИ-1201-Т в одноленточном режиме на танталовых или ренийевых лентах. На ленты подготовленные пробы наносились в нитратной форме. Изотопный состав Sr был нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ по степенному закону, а затем приведен к рекомендованной величине для стандарта NBS SRM-987 = 0.710248 (Weis et al., 2006). Контроль правильности осуществлялся по нескольким тестовым измерениям стандарта SRM 987. Погрешности изотопного состава (95 %-ный доверительный интервал) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают ± 0.04 %, определения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношений ± 0.5 %. Точность определения концентраций Rb и Sr ± 1.0 %. Холостое внутри-лабораторное загрязнение по Rb равно 2.5 нг и по Sr – 1.2 нг. В расчете возрастов использовались принятые величины констант распада рубидия (Steiger, Jager, 1977).

Результаты Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований

В рамках Sm-Nd исследований были изучены породы, породообразующие и рудные минералы интрузива в его Федоровотундровском и Западно-Панском блоках (табл. 1). В пределах Западно-Панского блока интрузива изучались породы Нижнего и Верхнего расслоенных горизонтов, так как именно с этим горизонтами связаны основные рудные зоны комплекса. Для целей Sm-Nd датирования из Нижнего расслоенного горизонта (НПГ) были отобраны: рудные габбронориты SN-3, Н-08-01, FPM-1, MP-1; норит SN-6 и оруденелое габбро Н-08-02/1. Из Верхнего расслоенного горизонта (ВПГ) были отобраны габбронориты Н-08-04 и SN-1 и анортозиты Н-08-05 (табл. 1, рис. 1).

В Федоровотундровском блоке были опробованы все главные зоны комплекса (стратиграфически снизу вверх): такситовая, норитовая, габброноритовая и габбровая (табл. 1, рис. 2). Из такситовой зоны отобраны гарцбургиты (F-1), такситовые габбронориты (F-2 и FT-2) и плагиопироксениты (F-3), из норитовой зоны – пироксенит (FT-1); из габброноритовой зоны – оливинный габбронорит (FT-3) и габбро (F-4), из габбровой – габбро (BGF-616).

Таблица 1. Перечень геохронологических проб для Sm-Nd исследований

Проба	Порода	Место отбора	Зона
Федоровотундровский блок комплекса			
F-1	Гарцбургит	Федорова Тундра	Такситовая
F-2	Норит	Федорова Тундра	Такситовая
F-3	Плагиопироксенит	Федорова Тундра	Такситовая
F-4	Габбро	Федорова Тундра	Габброноритовая
FT-1	Пироксенит	Федорова Тундра	Норитовая
FT-2	Такситовый габбронорит	Федорова Тундра	Такситовая
FT-3	Оливинный габбронорит	Федорова Тундра	Габброноритовая
BGF-616	Габбро	Федорова Тундра	Габбровая
Западно-Панский блок комплекса			
SN-1	Габбронорит врг	месторождение Киевей	ВРГ
SN-3	Габбронорит	месторождение Киевей	Габброноритовая
SN-6	Рудный норит	месторождение Киевей	Норитовая
MP-1	Габбронорит нрг	месторождение Киевей	НРГ
FPM-1	Рудный габбронорит нрг	месторождение Киевей	НРГ
H-08-01	Рудный габбронорит нрг	месторождение Киевей	НРГ
H-08-02	Оруденелое габбро («Леопардовое») нрг	месторождение Киевей	НРГ
H-08-04	Габбронорит врг	месторождение Киевей	ВРГ
H-08-05	Анортозит врг	месторождение Киевей	ВРГ

Западно-Панский блок

Габбронорит SN-1, отобранный из оливинного горизонта Западно-Панского блока (рис. 1), был проанализирован по пороодообразующим минералам (клино- и ортопироксены, плагиоклаз) и по породе в целом. Для этих габброноритов был получен Sm-Nd возраст, равный 2495 ± 24 млн лет, изотопный состав неодима соответствует величине $s_{Nd}(T) = -2.4$. Близкий возраст – 2498 ± 39 млн лет – получен для габброноритов SN-3 из габброноритовой зоны интрузива (рис. 3, табл. 2), однако изотопный состав неодима этих габброноритов менее радиогенный, $s_{Nd}(T) = -0.3$, что может быть связано с изотопной гетерогенностью дифференциатов.

Из нижнего эндоконтакта Западно-Панского блока (нижней рудной зоны) была отобрана проба рудовмещающего норита SN-6, содержащего Cu-Ni и Pt-Pd минерализацию. Для исследований были выделены монофракции орто- и клинопироксенов, плагиоклаза. Sm-Nd изохрона по выделенным минералам и породе в целом соответствует возрасту 2484 ± 46 млн лет (рис. 3, табл. 2) с изотопными характеристиками обогащенного мантийного источника – $s_{Nd}(T) = -0.2$.

Из пробы рудного габбронорита нижнего расслоенного горизонта H-08-01 были выделены клино- и ортопироксен, плагиоклаз и смесь пироксенов. На Sm-Nd диаграмме эти минералы вместе с породой в целом (WR) образуют изохронную зависимость, соответствующую возрасту 2472 ± 33 млн лет при $s_{Nd}(T) = -2.9$. Изотопный Sm-Nd возраст оруденелого габбро H-08-02 – 2470 ± 39 млн лет (рис. 3, табл. 2). Полученные Sm-Nd возраста близки к U-Pb возрасту габбро-



Рис. 1. Схематическая геологическая колонка Западно-Панского блока ФРПК и результаты геохронологических Sm-Nd исследований.

пегматитов НРГ, для которых было получено значение 2470 ± 9 млн лет (Баянова, 2004). С другой стороны, для этих же проб был выполнен параллельный U-Pb анализ по цирконам; полученный возраст для пробы H-08-01 составил 2505 ± 5 млн лет, а для пробы H-08-02 – 2496 ± 8 млн лет (Ниткина, 2009; Ниткина и др., 2009). Такая разница в возрастных данных, полученных двумя независимыми методами, может объясняться различием температур закрытия изотопных систем в цирконах и породообразующих минералах (Dodson, 1973; Mezger et al., 1992; Hensen, Zhou, 1995), а также длительностью процессов остывания породы.

Из пробы габброноритов ВРГ H-08-04 были выделены клино- и ортопироксен, плагиоклаз и смесь пироксенов. Минеральная Sm-Nd изохрона по этим минералам и породе в целом дает возраст 2485 ± 24 млн лет при $s_{Nd}(T) = -0.4 \pm 0.5$ (рис. 3, табл. 2).

Геохронология Федорово-Панского расслоенного комплекса и его положение в эволюции палеопротерозойской рудно-магматической системы Фенноскандинавского щита

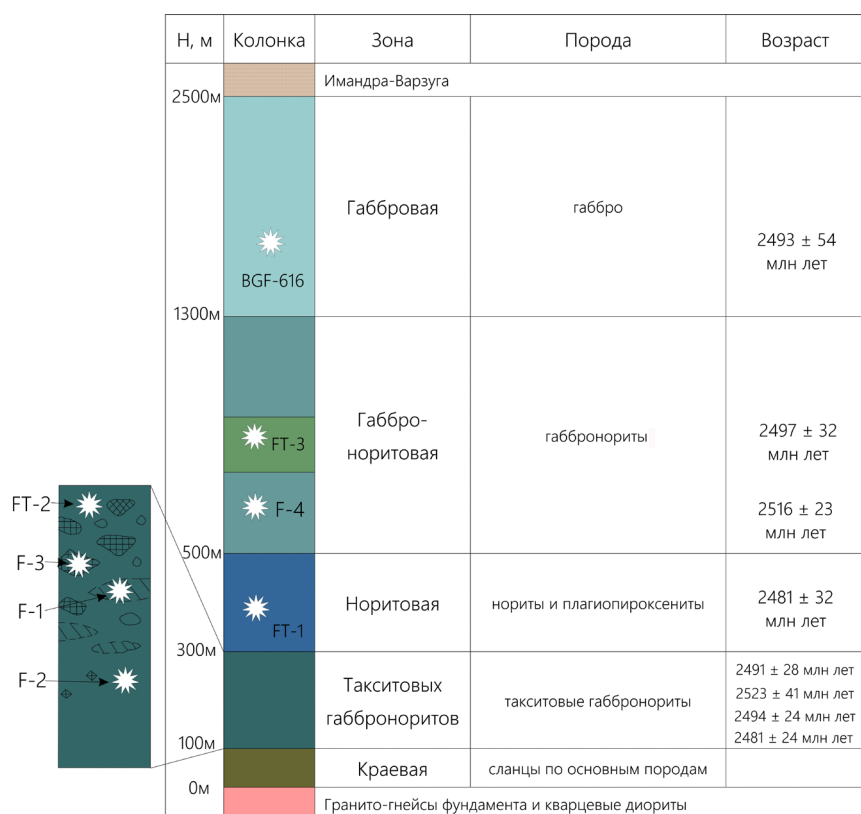


Рис. 2. Схематическая геологическая колонка Федоровотундровской интрузивной камеры комплекса и результаты геохронологических Sm-Nd исследований.

Возраст интерпретируется временем кристаллизации габброноритов Верхнего расслоенного горизонта. Отдельного внимания заслуживает проба анортозитов Н-08-05. Именно с анортозитами связано промышленное Pt-Pd оруденение Верхнего расслоенного горизонта. Для Sm-Nd исследований из пробы Н-08-05 были выделены породообразующие минералы магматического генезиса – плагиоклаз и клинопироксены.

Вместе с породой в целом они образуют минеральную Sm-Nd изохрону с возрастом 2442 ± 74 млн лет (рис. 3, табл. 2). По ранее полученным данным U-Pb возраст (по бадделейту) этих анортозитов равен 2447 ± 12 млн лет (Баянова, 2004). Однако недавние новые исследования, основанные на изучении керна буровых скважин из Главного анортозитового слоя (ВРГ) и U-Pb исследовании цирконов с помощью SHRIMP-II позволили установить более древний возраст анортозитов ВРГ – 2509.4 ± 6.2 млн лет (Groshev et al., 2019). В настоящее время вопрос возраста анортозитов Верхнего расслоенного горизонта (или Главного анортозитового слоя) остается дискуссионным и требует дальнейшего изучения.

Из пробы габброноритов НРГ месторождения Киевей (проба МР-1), наряду с породообразующими плагиоклазами и пироксенами, были исследованы чистые монофракции пирротина, пентландита и смеси халькопирита с пентландитом. Построенная по этим минералам и породе в целом Sm-Nd изохрона соответствует возрасту 2482 ± 61 млн лет (рис. 3, табл. 2). Параметр $s_{Nd}(T)$ имеет характерное для палеопротерозойских интрузий Балтийского щита малое отрицательное значение, равное -1.3 , указывающее на мантийный источник с аномальными характеристиками. Из рудного габбронорита (проба FPM-1) этого же стратиформного месторождения монофракции породообразующих плагиоклаза и пироксенов, а также рудных пирротина, халькопирита и смеси пентландита с пиритом показали изохронный Sm-Nd возраст, равный 2482 ± 29 млн лет (рис. 3, табл. 2). Величина $s_{Nd}(T) = -1.6$ также указывает на аномальный мантийный источник магм, формировавших интрузив.

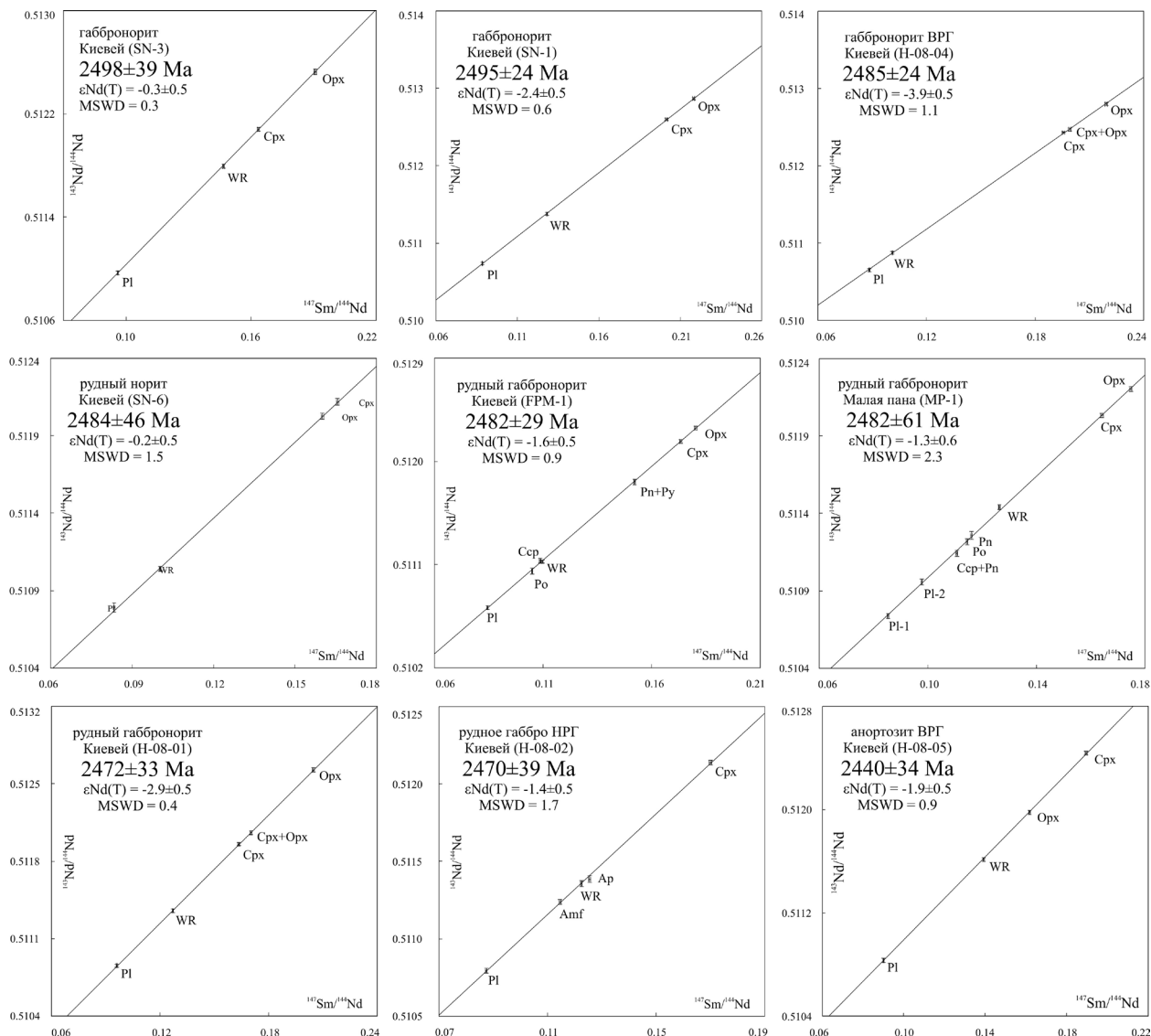


Рис. 3. Минеральные Sm-Nd изохроны для пород Западно-Панского блока расслоенного комплекса (месторождение Киевей).

Федорова Тундра

Для гарцбургита (F-1) из линзовидного тела среди габброноритов такситовой зоны был получен Sm-Nd возраст по плагиоклазу, оливину, пироксенам и породе в целом. Возраст составил 2494 ± 24 млн лет при $s_{Nd}(T) = -1.0$. Полученный возраст близок в пределах ошибки к возрасту рудного норита (F-2), содержащего основную промышленную сульфидную (Cu, Ni) и платинометаллическую (Pt, Pd, Rh) минерализацию, из которого на Sm-Nd датирование были отобраны кумулюсный плагиоклаз и интеркумуляусные ортопироксен и клинопироксены. Изотопный Sm-Nd возраст этого норита равен 2481 ± 24 млн лет (рис. 4, табл. 3) и отражает время образования рудных дифференциатов Федоровотундровской интрузивной камеры расслоенного комплекса. Порода имеет изотопные характеристики аномальной обогащенной мантии: $s_{Nd}(T) = -2.4$. Полученный возраст интерпретируется как возраст образования рудной минерализации в пределах Федоровотундровского блока интрузии.

В пробе ортопироксенитов (F-3) были проанализированы клино- и ортопироксен, плагиоклаз и порода в целом. Полученный возраст 2523 ± 41 млн лет (рис. 4, табл. 3) отражает время образования пород наиболее раннего, безрудного, рубежа становления интрузива и совпадает с U-Pb воз-

Таблица 2. Результаты Sm-Nd анализа пород и минералов Западно-Панского блока расслоенного комплекса, месторождение Киевей

Минерал или порода в целом (WR)	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T _{DM} , Ma	ε _{Nd} (T)
	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		
Габбронорит, Киевей (SN-1)						
WR	0.303	1.429	0.1281	0.511377±19	3141	-2.7
Pl	0.144	0.984	0.0885	0.510739±11	–	–
Cpx	1.478	4.43	0.2015	0.512598±9	–	–
Opx	0.200	0.553	0.2183	0.512870±11	–	–
Габбронорит, Киевей (SN-3)						
WR	0.792	3.26	0.1467	0.511795±7	3069	-0.4
Cpx	1.657	6.12	0.1636	0.512081±9	–	–
Opx	0.111	0.352	0.1907	0.512527±19	–	–
Pl	0.134	0.843	0.0960	0.510967±15	–	–
Рудный норит краевой зоны, Киевей (SN-6)						
WR	0.311	1.575	0.1003	0.511039±10	2824	-0.5
Cpx	2.42	8.84	0.1657	0.512119±20	–	–
Pl	0.252	1.829	0.0833	0.510790±29	–	–
Opx	0.182	0.672	0.1641	0.512027±20	–	–
Pl	0.206	1.423	0.0874	0.510792±14	–	–
Габбронорит, Киевей (MP-1)						
WR	1.044	4.99	0.1263	0.511441±10	2967	-1.0
Po	0.029	0.151	0.1144	0.511217±21	–	–
Pn	0.008	0.044	0.1160	0.511259±23	–	–
Pl-2	0.398	2.247	0.0977	0.510957±19	–	–
Pl-1	0.325	2.302	0.0853	0.510738±17	–	–
Opx+Cpx	4.75	16.44	0.1747	0.512203±7	–	–
Cpx+Opx	2.54	9.34	0.1641	0.512033±9	–	–
Cpx+Pn	0.022	0.122	0.1106	0.511143±20	–	–
Рудный габбронорит, Киевей (FPM-1)						
WR	0.560	3.12	0.1096	0.511125±14	2951	-1.8
Po	0.030	0.181	0.1050	0.511044±26	–	–
Pn+Py+Cpx	0.429	1.662	0.1521	0.511821±23	–	–
Cpx	0.053	0.251	0.1086	0.511132±20	–	–
Cpx	0.855	4.92	0.1733	0.512174±14	–	–
Opx	1.144	5.07	0.1802	0.512290±11	–	–
Pl	0.212	0.955	0.0844	0.510722±17	–	–
Рудный габбронорит, Киевей (H-08-01)						
WR	0.999	4.75	0.1271	0.511353±17	3146	-3.0
Cpx+Opx	1.312	4.66	0.1702	0.512055±17	–	–
Opx	0.158	0.467	0.2047	0.512625±22	–	–
Cpx	8.33	30.8	0.1634	0.511954±17	–	–
Ap	194.2	972.4	0.1207	0.511248±15	–	–
Pl	0.145	0.914	0.0961	0.510855±14	–	–

Оруденелое габбро, Киевей (Н-08-02)						
WR	1.019	5.03	0.1224	0.511355±21	2982	-1.5
Ap	156.5	753.7	0.1255	0.511385±19	–	–
Amf	0.888	4.692	0.1145	0.511239±17	–	–
Срх	7.35	26.1	0.1700	0.512139±16	–	–
Pl	0.206	1.423	0.0874	0.510792±14	–	–
Габбронорит, Киевей (Н-08-04)						
WR	0.409	1.462	0.1011	0.510879±17	3058	-3.9
Срх	1.072	3.31	0.1957	0.512441±14	–	–
Срх+Орх	0.299	0.908	0.1992	0.512473±22	–	–
Орх	0.095	0.262	0.2193	0.512801±20	–	–
Pl	0.130	0.889	0.0885	0.510655±19	–	–
Анортозит ВРГ (Н-08-05)						
WR	0.271	1.176	0.1393	0.511613±17	3133	-2.1
Pl	0.107	0.719	0.0901	0.510833±21	–	–
Орх	0.921	2.94	0.1896	0.512436±13	–	–
Срх	0.801	2.99	0.1618	0.511978±11	–	–

растом по циркону из этой же пробы 2526 ± 6 млн лет (Ниткина, 2006; Серов и др., 2007). Значение $s_{Nd}(T) = -1.7$ характерно для аномального верхнемантийного источника (Bayanova et al., 2019; Mitrofanov et al., 2019). Полученный возраст является наиболее древним для всей Cu-Ni-PGE рудно-магматической системы палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита.

Проба габбро (F-4) взята из керна габброноритовой зоны Федоровотундровской камеры интрузива. Кумулюсные плагиоклаз и ортопироксен и интеркумуляусный клинопироксен на Sm-Nd диаграмме вместе с породой в целом дают изохронную зависимость с возрастом, равным 2516 ± 23 млн лет (рис. 4, табл. 4). Отношения $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ для исследованной породы варьируют от 0.08 до 0.22, что позволило добиться достаточно малой для Sm-Nd метода величины ошибки определения возраста. Полученный возраст совпадает с U-Pb возрастом по циркону – 2516 ± 7 млн лет (Ниткина, 2006; Серов и др., 2007). Изотопный состав неодима с $s_{Nd} = -1.4$ соответствует аномальному мантийному источнику.

Из пробы ортопироксенитов FT-1 были выделены ортопироксен, плагиоклаз, клинопироксен и смесь клино- и ортопироксена. На Sm-Nd диаграмме эти минералы вместе с породой в целом (WR) образуют изохронную зависимость, показывающую возраст 2481 ± 32 млн лет при $s_{Nd}(T) = -0.7$ (рис. 4, табл. 3). Этот возраст интерпретируется как время внедрения ортопироксенитов блока Федорова Тундра. Параметр $s_{Nd}(T) = -0.7$ указывает на мантийный обогащенный источник магм с аномальными геохимическими характеристиками.

Из пробы габброноритов FT-2 также были выделены пироксены (орто- и клинопироксен), плагиоклаз и смесь сульфидных минералов. Вместе с породой в целом они образуют Sm-Nd изохрону с возрастом 2491 ± 28 млн лет при $s_{Nd}(T) = +1.0$ (рис. 4, табл. 3). Полученный возраст согласуется с ранее установленным U-Pb возрастом по цирконам, равным 2491 ± 5 млн лет (Грошев, Ниткина, 2008). Этот возраст отражает время кристаллизации оруденелых габброноритов Федоровой Тундры. Положительное значение $s_{Nd}(T)$, нехарактерное для пород расслоенных интрузий, может указывать на геохимическую гетерогенность источника магм, формировавших интрузив, либо на внедрение дополнительных инъекций магм с иными изотопными характеристиками.

Из пробы оливиновых габброноритов FT-3 для исследований были выделены ортопироксен, плагиоклаз и оливин. Минеральная Sm-Nd изохрона по этим минералам и породе в целом дает

Геохронология Федорово-Панского расслоенного комплекса и его положение в эволюции палеопротерозойской рудно-магматической системы Фенноскандинавского щита

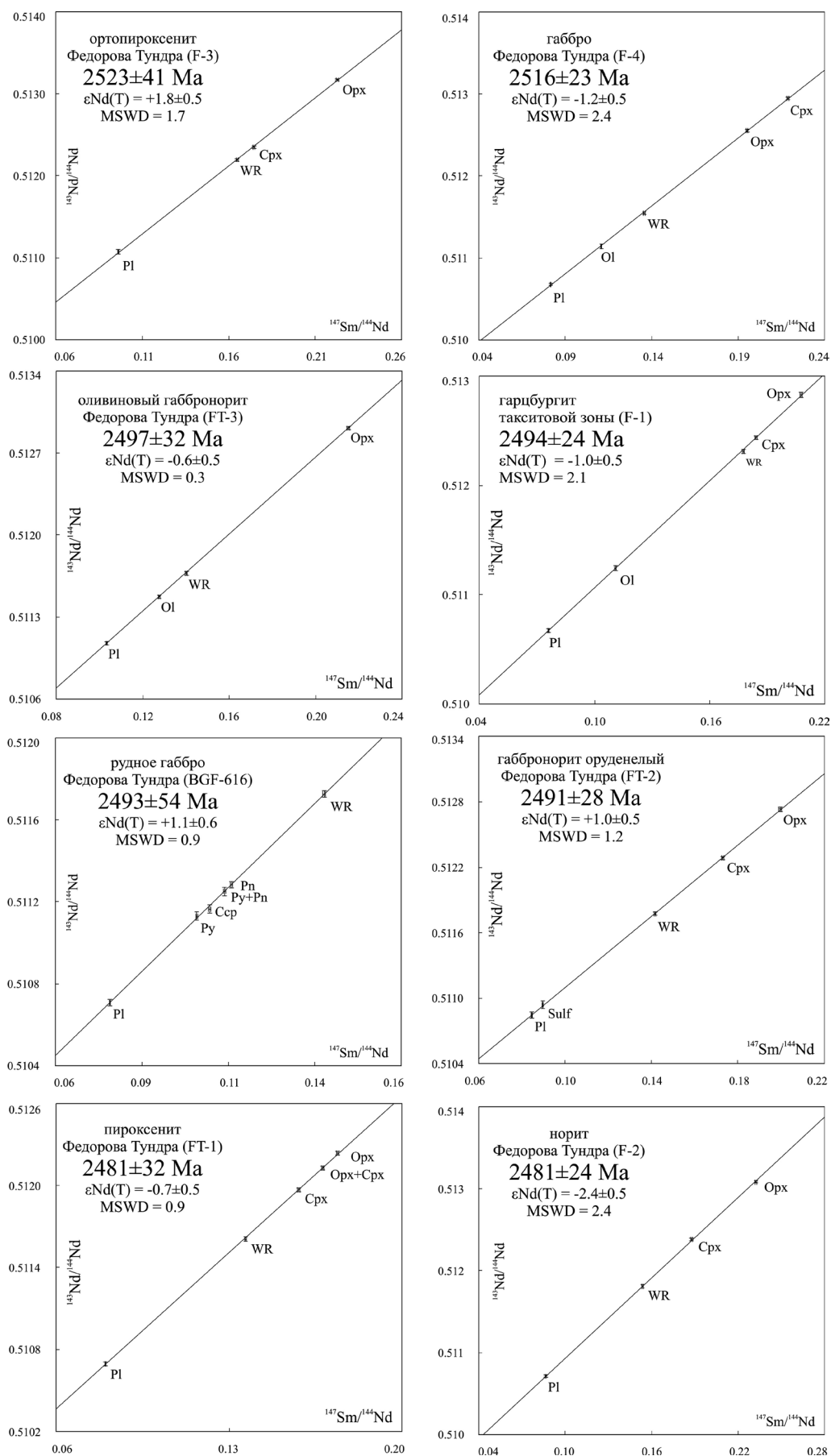


Рис. 4. Минеральные Sm-Nd изохроны для пород Федоровотундровского блока расслоенного комплекса.

Таблица 3. Результаты Sm-Nd анализа пород и минералов Федоровотундровского блока расслоенного комплекса

Минерал или порода в целом (WR)	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		TDM, Ma	$\epsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$		
Гарцбургит из такситовой зоны (F-1)						
WR	0.241	0.82	0.1775	0.512253±13	–	–1.0
Орх	0.226	0.659	0.2076	0.512772±19	–	–
Срх	2.65	8.72	0.1840	0.512388±9	–	–
Pl	0.157	1.236	0.0761	0.510602±13	–	–
Ol	0.019	0.104	0.1109	0.511185±23	–	–
Норит, Федорова Тундра (F-2)						
WR	0.423	1.662	0.1537	0.511807±20	3393	–2.6
Pl	0.413	2.88	0.0865	0.510709±14	–	–
Срх	1.777	5.73	0.1876	0.512381±8	–	–
Орх	0.125	0.325	0.2323	0.513085±10	–	–
Ортопироксенит, Федорова Тундра (F-3)						
WR	0.318	1.166	0.1648	0.512196±12	2964	+1.7
Орх	0.139	0.376	0.2228	0.513172±17	–	–
Срх	2.21	7.67	0.1745	0.512349±16	–	–
Pl	0.257	1.615	0.0961	0.511071±29	–	–
Габбро, Федорова Тундра (F-4)						
WR	0.629	2.80	0.1357	0.511548±8	3115	–1.6
Орх	0.233	0.721	0.1951	0.512555±15	–	–
Срх	0.826	2.28	0.2187	0.512947±16	–	–
Pl	0.239	1.772	0.0815	0.510677±14	–	–
Ol	0.512	1.937	0.1109	0.511141±29	–	–
Пироксенит, Федорова Тундра (FT-1)						
WR	0.252	0.972	0.1367	0.511608±11	3038	–1.0
Орх+Срх	0.155	0.522	0.1679	0.512129±13	–	–
Орх	0.139	0.482	0.1740	0.512237±19	–	–
Срх	3.79	14.47	0.1582	0.511968±17	–	–
Pl	0.200	1.510	0.0800	0.510695±16	–	–
Габбронорит, Федорова Тундра (FT-2)						
WR	0.663	2.70	0.1417	0.511775±16	2899	+0.8
Sulf mix	0.400	0.267	0.0897	0.510942±18	–	–
Pl	0.179	1.279	0.0846	0.510845±18	–	–
Срх	2.43	8.49	0.1730	0.512295±14	–	–
Орх	0.230	0.697	0.1996	0.512744±19	–	–
Оливиновый габбронорит, Федорова Тундра (FT-3)						
WR	1.105	4.76	0.1402	0.511672±14	3051	–0.8
Pl	0.330	1.927	0.1034	0.511275±15	–	–
Ol	0.114	0.539	0.1276	0.511471±16	–	–
Орх	1.125	3.161	0.2151	0.512913±13	–	–
Габбро, Федорова Тундра (BGF-616)						
WR	1.31	5.77	0.1377	0.511727±18	2843	+1.1
Py+Pn	0.08	0.45	0.1089	0.511251±20	–	–
Pn	1.35	7.34	0.1108	0.511283±17	–	–
Pl	1.04	8.31	0.0757	0.510707±14	–	–
Сср	0.10	0.60	0.1046	0.511165±19	–	–
Py	0.15	0.91	0.1008	0.511130±22	–	–

Таблица 4. Сводная таблица результатов Sm-Nd и U-Pb исследований Федорово-Панского расслоенного комплекса

Проба	Порода	Место отбора	Зона	Sm-Nd возраст	U-Pb возраст	Публикация (U-Pb)
Федоровотундровский блок комплекса						
F-1	Гарцбургит	Федорова Тундра	Такситовая	2494±24	–	
F-2	Норит	Федорова Тундра	Такситовая	2481±24	2485±9	(Ниткина, 2006; Серов и др., 2007)
F-3	Плагиопироксенит	Федорова Тундра	Такситовая	2523±41	2526 ± 6	(Ниткина, 2006; Серов и др., 2007)
F-4	Габбро	Федорова Тундра	Габбро-норитовая	2516±23	2516 ± 7	(Ниткина, 2006; Серов и др., 2007)
FT-1	Пироксенит	Федорова Тундра	Норитовая	2481±32	–	
FT-2	Такситовый габронорит	Федорова Тундра	Такситовая	2491±28	2493 ± 8	(Грошев, и др., 2009)
FT-3	Оливиновый габронорит	Федорова Тундра	Габроноритовая	2497±32	2507±11	(Грошев, и др., 2009)
BGF-616	Габбро	Федорова Тундра	Габбровая	2493±54	–	
Западно-Панский блок комплекса						
SN-1	Габронорит ВРГ	Месторождение Киевей	ВРГ	2495±24	–	
SN-3	Габронорит	Месторождение Киевей	Габроноритовая	2498±39	2501.5±1.7	(Amelin et al, 1995)
SN-6	Рудный норит	Месторождение Киевей	Норитовая	2484±46	2497±3	(Серов и др., 2007)
MP-1	Габронорит НРГ	Месторождение Киевей	НРГ	2482±61	–	
FRM-1	Рудный габронорит НРГ	Месторождение Киевей	НРГ	2482±29	–	
Н-08-01	Рудный габронорит НРГ	Месторождение Киевей	НРГ	2472±33	2505±5	(Ниткина, 2009)
Н-08-02	Оруденелое габбро НРГ	Месторождение Киевей	НРГ	2470±39	2496±8	(Ниткина, 2009)
Н-08-04	Габронорит ВРГ	Участок Киевей	ВРГ	2485±24	2476±9	(Баянова, 2004)
Н-08-05	Анортзит ВРГ	Участок Киевей	ВРГ	2440±34	2447±12	(Баянова, 2004)
					2509.4±6.2	(Groshev et al., 2019)

возраст 2497 ± 32 млн лет при $s_{Nd}(T) = -0.6$ (рис. 4, табл. 3). Полученный возраст отражает время формирования габброноритов Федоровой Тундры. По сравнению с U-Pb возрастом по цирконам (Грошев, Ниткина, 2008), равным 2507 ± 11 млн лет, значение Sm-Nd возраста немного омоложено, что может быть связано с различными температурами закрытия изотопных систем в цирконах и породообразующих минералах, однако, учитывая погрешность определения возраста в Sm-Nd систематике, полученные значения являются сходными. Параметр $s_{Nd}(T) = -0.6$ так же, как и для ортопироксенитов блока, указывает на мантийный источник магм с аномальными геохимическими характеристиками. Близкий возраст был получен для рудного габбро BGF-616, в котором были проанализированы две генерации плагиоклаза, пирит, халькопирит и смесь пирротина с пиритом. Вместе с породой в целом они дают изохронный возраст 2493 ± 54 млн лет (рис. 4, табл. 4), который отражает время образования габброидов с сульфидной минерализацией и согласуется с U-Pb возрастом по цирконам (Грошев и др., 2009).

Анализ модельных Sm-Nd возрастов для Федоровотундровского и Западно-Панского блоков комплекса показал, что интервал возрастов для Федоровотундровской интрузивной камеры тяготеет в сторону удревнения. Если для Западно-Панского блока величины модельных возрастов варьируют в пределах 2.8–3.1 млрд лет, то породы Федоровотундровского блока имеют модельный Sm-Nd возраст в интервале 2.9–3.4 млрд лет. Это подтверждает гипотезу образования блоков комплекса из самостоятельных рудномагматических камер, предлагаемую ранее на основе геологических и изотопных исследований (Баянова, 2004; Карпов, 2004; Ниткина, 2006; Серов, 2008; Грошев, 2011; Митрофанов и др., 2013).

В целом, полученные Sm-Nd и U-Pb геохронологические данные хорошо коррелируют между собой (табл. 4), дополняя друг друга и позволяя более надежно решать вопросы датирования сложного расслоенного комплекса. Такой подход с использованием независимых и различных по своей специфике изотопных систем с успехом опробован не только при изучении Федорово-Панского комплекса, но и на других промышленных объектах Кольского региона (Bayanova et al., 2019; Mitrofanov et al., 2019). Результаты Rb-Sr изотопного анализа для пород Федорово-Панского интрузива представлены в таблице 5.

Таблица 5. Результаты Rb-Sr изотопного анализа для пород Федорово-Панского интрузива

Порода	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		ISr
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	
Рудный норит ЗПБ (SN-6)	0.55	17.97	0.0075	0.70315 ± 20	0.70288
Рудный габбронорит ЗПБ (SN-1)	1.02	19.33	0.0153	0.70311 ± 21	0.70256
Рудный норит Федоровой Тундры (F-2)	0.95	19.27	0.0103	0.70394 ± 17	0.70357
Габбро Федоровой Тундры (F-4)	1.53	33.24	0.0053	0.70303 ± 15	0.70284
Ортопироксенит Федоровой Тундры (F-3)	1.47	45.17	0.0035	0.70291 ± 13	0.70278

В совокупности геологические, минералогические и изотопно-геохронологические данные позволяют выделить в Федоро-Панском рудном районе, по крайней мере, три рудно-магматические системы: 1) троктолит-лейкогабброноритовую ($2526\text{--}2507$ млн лет) с сульфидно-интерметаллидной и арсенидной минеральной ассоциацией минералов платиновых металлов (МПМ); 2) меланорит-габбронорит-анортозитовую ($2502\text{--}2470$ млн лет) с преобладающей сульфидно-висмута-теллуридной минеральной ассоциацией МПМ; 3) анортозитовую (2447 млн лет) с низкотемпературной висмута-теллуридно-сульфидной минеральной ассоциацией МПМ. К первой рудно-магматической системе относятся проявления рифов массива Федоровой тундры; ко второй – месторождения Федорова Тундра, Киевей и Северный Каменник; к третьей – проявления в Южном рифе Западно-Панского массива. Таким образом, проведенные исследования показывают, что главное промышленное пла-

тинометалльное оруденение Федорово-Панского рудного района связано с меланорит-габбронорит-анортозитовой рудно-магматической системой с возрастом 2502–2470 млн лет (Грошев и др., 2015; Корчагин и др., 2015 а, б; 2016).

Nd-Sr характеристики и источники вещества расслоенных комплексов северо-востока Балтийского щита

Помимо Sm-Nd датирования был проведен также анализ изотопных составов стронция для построения диаграммы в координатах $\epsilon_{Nd}(T) - I_{Sr}$ (рис. 5). Эти изотопные Rb-Sr данные согласуются с ранее полученными результатами для пород Западно-Панского блока интрузива (Латыпов, Чистякова, 2000). Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для проанализированных пород находятся в интервале 0.7026–0.7036, что, совместно с Sm-Nd изотопно-геохимическими данными указывает на аномальный мантийный источник, близкий по характеристикам к EM-1 (Zindler, Hart, 1986; Hofmann, 1997).

Использование данных по разным изотопным системам U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, He^3/He^4 для палеопротерозойских расслоенных интрузий Кольского региона доказывает их образование из аномального (обогащенного) мантийного резервуара, послужившего источником долгоживущего плюмового палеопротерозойского магматизма в регионе (Smolkin, 1997; Bayanova et al., 2009, 2014, 2019; Серов, 2008; Смолькин, 2017; Турченко, 2017; Serov et al., 2017; Mitrofanov et al., 2019 и др.). В то же время некоторые расслоенные интрузии Карело-Кольского региона (Бураковско-Аганозерский комплекс, Мончегорский плутон, друзитовые массивы Южно-Ковдорского района) отличаются значительной дисперсией значений $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 6, табл. 6). В частности, для Мончегорского плутона они варьируют от +1.5 до –6 (Расслоенные интрузии..., 2004, Чашин и др., 2016), Бураковско-Аганозерского комплекса – от +2.8 до –2.9 (Берковский и др., 2000). Подобная дисперсия значений $\epsilon_{Nd}(T)$ установлена и для Мончетундровского массива – от +2 до –3.5 (Нерович и др., 2009; Чашин и др., 2016). Для объяснения подобных вариаций привлекается модель смешения разных источников, деплетированного и обогащенного, а для наиболее низких отрицательных значений в качестве дополнительного фактора рассматривается возможность контаминации расплавами коровых пород.

Новые данные хорошо согласуются с ранее полученными изотопно-геохимическими характеристиками для рудоносных расслоенных интрузий Фенноскандинавии (Alapieti et al., 1990; Halkoaho et al., 1990; Митрофанов и др., 1993; Vogel et al., 1998; Hanski et al., 2001; Puchtel et al., 2001; Баянова, 2004; Расслоенные интрузии..., 2004; Peltonen, Brugmann, 2006; Серов, 2008; Huber et al., 2012; Lauri et al., 2012; Митрофанов и др., 2013; Ernst, 2014; Pijina et al., 2015; Чашин и др., 2016; 2016; Maier, Hanski, 2017; Nuhma et al., 2018; Bayanova et al., 2009, 2014, 2019; Mitrofanov et al., 2019 и др.). Породы этих интрузивов, отнесенных к пироксенит-габбронорит-анортозитовой формации (Mitrofanov et al., 2019), характеризуются сходными изотопно-геохимическими характеристиками:

1) возрастной интервал формирования по U-Pb и Sm-Nd геохронологическим данным находится в интервале 2.53–2.39 млрд лет;

2) мантийный резервуар, являющийся источником магм, формировавших массивы, обогащен литофильными элементами (данные анализов REE; величины I_{Sr} варьируют от 0.702 до 0.705 и $s_{Nd}(T) - 3.0 - +2.5$);

3) модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} протолитов пород находятся около цифры в 3 млрд. лет.

Таким образом, полученные геохронологические данные позволили выделить ряд ключевых особенностей формирования Федорово-Панского расслоенного комплекса. Установлено, что Федоровотундровский блок формировался раньше остальных структурных блоков интрузива, что подтверждается геохронологическими (Ниткина, 2006; Серов, 2008) и геологическими наблюдениями (Грошев и др., 2009). Также в пользу раннего формирования интрузивной камеры Федоровой Тундры свидетельствуют более древние Sm-Nd модельные возраста пород этого блока (Серов,

Таблица 6. Изотопно-геохронологические Sm-Nd данные для мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита

Массив/комплекс	Возраст, млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$	Публикация
г. Генеральская	2453±42	-2.3±0.4	Balashov et al., 1993
Мончеплутон	2492±31	-1.4	Tolstikhin et al., 1992
Мончеплутон	2482±48	-0.5	Tolstikhin et al., 1992
Мончеплутон	2530±31	-1.6±0.5	Смолькин, Тессалина, 2006
Федорово-Панский комплекс	2487±51	-2.1±0.5	Balashov et al., 1993
Федорово-Панский комплекс	2521±42	-1.7±0.2	Серов, 2008
Федорово-Панский комплекс	2516±35	-1.4±0.3	Серов, 2008
Федорово-Панский комплекс	2482±36	-2.4±0.4	Серов, 2008
Федорово-Панский комплекс	2485±54	-0.2±0.2	Серов, 2008
Федорово-Панский комплекс	2494±36	-2.4±0.3	Серов, 2008
Федорово-Панский комплекс	2467±39	-1.4±0.5	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Федорово-Панский комплекс	2442±74	-1.8±0.5	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Федорово-Панский комплекс	2475±37	+0.8±0.4	Серов, Екимова, 2009
Имандровский лополит	2444±77	-2.0±0.6	Balashov et al., 1993
Кивакка	2420±23	-1.2	Amelin, Semenov, 1996
Луккулайсваара	2388±59	-2.4	Amelin, Semenov, 1996
Ципринга	2430±26	-1.1	Amelin, Semenov, 1996
Бураковский комплекс	2365±90	-2.0	Амелин и др., 1990
Бураковский комплекс	2433±28	-3.14±0.14	Chistyakov et al., 2002
Бураковский комплекс	2372±22	-3.22±0.13	Chistyakov et al., 2002
Койтелайнен	2440±50	-1.9±0.6	Huhma et al., 1990
Койтелайнен	2437±49	-2.0±0.6	Hanski et al., 2001
Аканваара	2390±60	-2.0±0.6	Huhma et al., 1990
Аканваара	2423±49	-2.1±0.6	Hanski et al., 2001
Пеникат	2410±64	-1.6±0.6	Huhma et al., 1990
Пеникат	2426±38	-1.4±0.4	Екимова и др., 2011
Мончетундра	2501±8	-1.23	Расслоенные интрузии..., 2004
Мончетундра	2489±49	+1.2±0.5	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Пыршин	2452±7	-2.10	Нерович и др., 2005
Пыршин	2452±7	-1.31	Нерович и др., 2005
Пыршин	2452±7	-1.83	Нерович и др., 2005
Кандалакшский	2462±4	-0.32±0.6	Нерович и др., 2005
Друзитовый	2450	-0.1	Бибикова и др., 1993
Друзитовый	2450	-1.7	Lobach-Zhuchenko, 1998
Друзитовый	2450	-0.8	Lobach-Zhuchenko, 1998
Голец. Ветренный	2448±42	-1.7±0.3	Пухтель и др., 1991
Левгора. Ветренный	2410±34	-0.9±0.2	Puchtel et al., 2001

Геохронология Федорово-Панского расслоенного комплекса и его положение в эволюции палеопротерозойской рудно-магматической системы Фенноскандинавского щита

Окончание таблицы 6

Соркайокский	2485±51	+0.88±0.39	Криволуцкая и др., 2010
Пойойвский	2507±91	+1.05±0.70	Криволуцкая и др., 2010
Массив высоты 403 м.	2518±66	+0.70±0.37	Криволуцкая и др., 2010
Федорово-Панский комплекс	2481±32	-0.7±0.4	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Федорово-Панский комплекс	2482±29	+0.8±0.5	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Федорово-Панский комплекс	2490±32	-0.6±0.4	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Федорово-Панский комплекс	2473±73	-2.8±0.6	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Федорово-Панский комплекс	2478±67	-1.5±0.6	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Федорово-Панский комплекс	2472±45	-0.4±0.5	Серов, Екимова, Баянова, 2011
Федорово-Панский комплекс	2476±41	-1.3±0.5	Серов и др., 2014; Баянова и др., 2017
Федорово-Панский комплекс	2483±86	-1.7±0.8	Серов и др., 2014; Баянова и др., 2017
Федорово-Панский комплекс	2494±54	-1.2±0.7	Серов и др., 2014; Баянова и др., 2017
Мончетундра, дайковый комплекс	2450±10	4.7±0.5	Нерович и др., 2009; 2014
Мончетундра, дайковый комплекс	2450±10	0.47±0.5	Нерович и др., 2009; 2014
Мончетундра, дайковый комплекс	2450±10	-0.84±0.5	Нерович и др., 2009; 2014
Мончетундра, дайковый комплекс	2450±10	0.5±0.5	Нерович и др., 2009; 2014
Мончетундра	2450±10	-3.48±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2450±10	-0.66±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2450±10	-2.46±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2450±10	-3.07±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	0.73±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	2.03±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-1.27±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-2.09±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-2.11±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-2.01±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-2.36±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2450±10	-2.01±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	0.32±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-3.41±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-1.21±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-0.7±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2470±10	-1.67±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2500±10	-0.12±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2500±10	1.42±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2500±10	0.84±0.5	Нерович и др., 2009
Мончетундра	2500±10	-1.1±0.5	Нерович и др., 2009
Мончеплутон	2452±85	1.8±0.3	Серов и др., 2015; Чашин и др., 2016
Мончеплутон	2491±110	-1.2±0.7	Серов и др., 2015; Чашин и др., 2016
Мончеплутон	2442±59	-6±0.5	Серов и др., 2015; Чашин и др., 2016
Ахмаваара	2433±83	-2.1±0.6	Серов и др., 2014; Баянова и др., 2017



Рис. 5. Диаграмма ϵ_{Nd} vs. ISr для расслоенных комплексов северо-восточной части Балтийского щита. Аналитические данные из работ (Amelin, Semenov, 1996; Серов, 2008; Нерович и др., 2009; Стешенко и др., 2017, 2018).

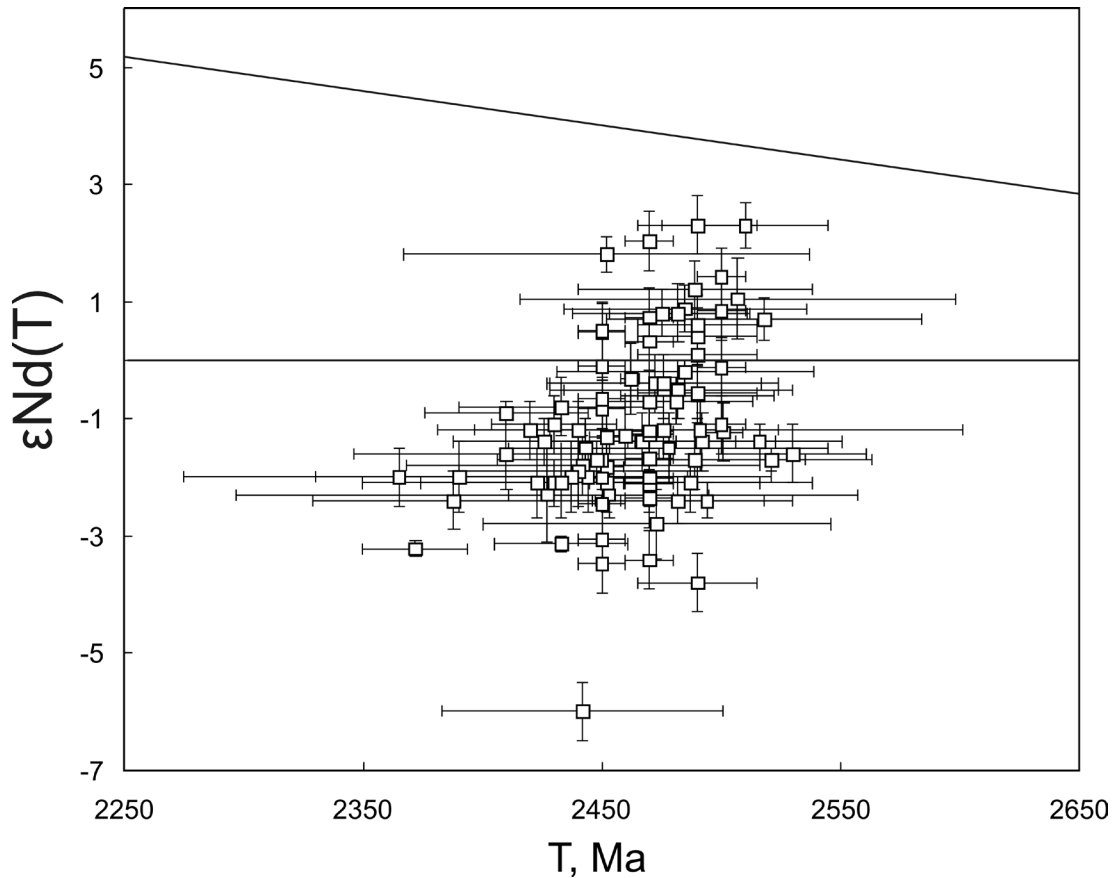


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ vs T для расслоенных интрузий Балтийского щита.

2008), наличие такситовых габброноритов краевой зоны и ксенолитов диоритов (вмещающие породы), которые отсутствуют в других блоках интрузива (Карпов, 2004; Грошев и др., 2009).

Комплексные изотопные исследования (Баянова, 2004; Серов, Митрофанов, 2005; Ниткина, 2006; Серов, 2008; Грошев и др., 2009) позволили уточнить возрастные этапы формирования платиноносного Федорово-Панского массива:

– 2526–2516 млн лет назад – безрудные пироксениты и габбро Федоровской магматической камеры;

– 2501–2497–2485 млн лет – габбронориты и габбро рудно-магматической камеры Западно-Панского блока, раннее рассеянное, относительно бедное Pt-метальное оруденение и относительно богатое Cu-Ni сульфидное оруденение в базальных частях массива (особенно Федоровское месторождение);

– около 2470 млн лет – пегматоидные габбро-анортозиты и, вероятно, связанные с их флюидами богатые Pt-металльные руды НРГ;

– около 2440–2450 млн лет – поздние анортозитовые инъекции и, возможно, локальные линзовидные скопления богатых Pt-Pd рудопроявлений ВРГ.

Литература

1. Амелин Ю.В., Семенов В.С. О возрасте и источнике магм нижнепротерозойских платиноносных расслоенных интрузий Карелии // Изотопные датировки эндогенных рудных формаций: тез. докл. всесоюз. совещ. Киев, 1990. С. 40–42.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
3. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Павличенко Л.В. Возраст габброноритов нижнего расслоенного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // ДАН. 1994. Т. 337. № 11. С. 93–97.
4. Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита: [приложение № 3] // Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002. 53 с.
5. Баянова Т.Б., Рундквист Т.В., Серов П.А., Корчагин А.У., Карпов С.М. Палеопротерозойский Федорово-Панский расслоенный ЭПГ-комплекс северо-восточной части Арктического региона Балтийского щита: новые U-Pb (по бадделеиту) и Sm-Nd (по сульфидным минералам) данные // ДАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 1–5.
6. Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И. и др. Строение Бураковско-Аганозерского расслоенного комплекса: петрологические выводы // Петрология. 2000. Т. 8. № 6. С. 650–672.
7. Бибикова Е.В., Скольд Е., Богданова С.В. Геохронология Беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1411.
8. Веселовский Н.Н., Докучаева В.С., Ражев С.А., Трошков А.Ф. Комплексное оруденение Федорово-Панского расслоенного интрузива // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты: КФАН СССР, 1988. С. 10–12.
9. Грошев Н.Ю. Двухфазный платиноносный массив Федоровой тундры (Кольский полуостров): геология и типы малосульфидного ЭПГ-оруденения: автореф. дис. к.г.-м.н. Апатиты. 2010. 25 с.
10. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинometалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669–673.
11. Грошев Н.Ю., Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинometалльные руды Федоровотундровского ультрабазит-базитового массива (Кольский полуостров, Россия) // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования: Всероссийская конференция, посвященная 85-летию ИГЕМ РАН, (Москва, 25–27 ноября 2015 г.): материалы докл. М.: ИГЕМ РАН, 2015. Т. 22. М.: С. 190–191.
12. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Митрофанов Ф.П. Распределение P3Э в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // ДАН. 2011. Т. 436. №1. С. 75–78.
13. Карпов С.М. Геологическое строение панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинometалльного оруденения : автореф. дис. к.г.-м.н. С.- Петерб. гос. гор. ин-т им. Г.В. Плеханова. СПб, 2004. 24 с.

14. Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н. Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров) // «Всероссийская конференция, посвященная 85-летию ИГЕМ РАН. Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования», (Москва, 25–27 ноября 2015): материалы докл. М.: ИГЕМ РАН, 2015 а. С. 190–191.
15. Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н. Геология малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия) // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика Ф.П. Митрофанова, (г. Петрозаводск. 12–16 октября 2015), 2015 б. С. 99–103.
16. Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н., Савченко Е.Э. Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2016. №1. С. 42–51.
17. Криволуцкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Свирская Н.М. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: II. Исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // Геохимия. 2010. № 11. С. 1132–1153.
18. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2000. 315 с.
19. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнггенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.
20. Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л. и др. Кольская платиноносная провинция. Платина России. Проблема развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк. 1994. С. 66–67.
21. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 357–373.
22. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., 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.
23. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия. 2014. № 7. С. 605–624.
24. Нерович Л.И., Каулина Т.В., Зозуля Д.Р. и др. Результаты комплексного исследования полиметаморфических анортозитов Лапландского гранулитового пояса: от петрографии к изотопным методам // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: материалы Международного (X Всероссийского) петрографического совещания. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. Т. 3. С. 206–208.
25. Ниткина Е.А. Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 408. № 1. С. 87–91.
26. Ниткина Е.А. Изотопные возраста циркона из рудных и безрудных пород месторождения Малая Пана (Кольский пол-ов): новые U-Pb данные // Материалы XX Всероссийской конференции молодых ученых, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР проф. К.О. Кратца, (12–15 ноября 2009 г.). Петрозаводск, 2009. С. 105–108.
27. Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Изотопные U-Pb данные датирования циркона из пород месторождения Малая Пана, Pt-металльный расслоенный Федорово-Панский массив (Фенноскандинавский щит) // Материалы международной конференции, посвященной 250-летию Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН «Современная геология: история, теория, практика», (14-16 октября 2009 г.). М. 2009. С. 171–174.
28. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.В., Самсонов А.В., Симон А.К., Коматииты Водлозерского домена (Балтийский щит) // ДАН. 1991. Т. 317. № 1. С. 197–202.
29. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение /ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.

30. Серов П.А., Митрофанов Ф.П. Платиноносный расслоенный Федорово-Панский интрузив (Кольский полуостров): новые Sm-Nd изохроны и изотопно-геохимические данные // ДАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 1–4.
31. Серов П.А. Фазы внедрения и длительность формирования расслоенного платиноносного Федорово-Панского интрузива: возрастные и изотопно-геохимические Sm-Nd данные // Геология и геоэкология: исследования молодых: материалы XVII молодежной конф. посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск. 2006. С. 178–181.
32. Серов П.А., Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сопоставление данных по датированию изотопными U-Pb и Sm-Nd методами пород ранней безрудной фазы и рудовмещающих пород платиноталлльного Фёдорово-Панского расслоенного массива // ДАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 530–532.
33. Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платиноталлльного оруденения Федорово-Панского расслоенного интрузива по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам: автореф. дисс. к.г.-м.н. Воронеж, 2008. 24 с.
34. Серов П.А., Екимова Н.А. Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 456–460.
35. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б. Сопоставление Sm-Nd (по породообразующим и сульфидным минералам) и U-Pb (по циркону и бадделелиту) возрастов расслоенных интрузий Балтийского щита // Тезисы докладов 2-ой Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, (8–11 февраля 2011 г. ВСЕГЕИ), раздел «Изотопно-геохимические и геохронологические методы». СПб, 2011. С. 52–56.
36. Серов П.А., Екимова Н.А. Многостадийность формирования Федорово-Панского расслоенного интрузива: Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохронологические свидетельства // Материалы XXII конференции молодых учёных, посвященной памяти члена-корреспондента профессора К.О. Кратца, (8–10 ноября 2011 г.) Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2011. С. 101–103.
37. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сульфидные минералы – новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11–21.
38. Серов П.А., Баянова Т.Б., Чащин В.В., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С. Новые Sm-Nd возрастные данные для магматизма и метаморфизма Мончегорского рудного узла // Материалы IV Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, (16–20 февраля 2015 г.). СПб.: ВСЕГЕИ. 2015. С. 471–475.
39. Смолькин В.Ф. Рудоносные расслоенные интрузии базит-ультрабазитов палеопротерозоя восточной части Балтийского щита: проблемы длительности и фазности их формирования // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты, тез. Всерос. конф. М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 461–464.
40. Смолькин В.Ф., Тессалина С.П. Проблемы происхождения расслоенных интрузий палеопротерозоя по данным изотопных исследований // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН. 2007. С. 379–383.
41. Стешенко Е.Н., Николаев А.И., Баянова Т.Б., Дрогобужская С.В., Чащин В.В., Серов П.А., Лялина Л.М., Новиков А.И. Палеопротерозойский Кандалакашский анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона // ДАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 595–599.
42. Стешенко Е.Н., Николаев А.И., Баянова Т.Б., Дрогобужская С.В., Чащин В.В., Серов П.А., Лялина Л.М., Новиков А.И., Елизаров Д.В. Палеопротерозойский Колвицкий анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона // ДАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 1–5.
43. Турченко. С.И. Платиноталлльная и сульфидно-никелевая металлогения палеопротерозойского рифтогенеза на Балтийском щите // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 2. С. 83–92.
44. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платиноталлльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 41–63.
45. Alapieti T., Filen B., Lahtinen J., Lavrov M., Smolkin V., Voitikhovskiy S. Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Miner. Petrol. 1990. No. 42. P. 1–22.
46. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the Eastern Baltic Shield: Implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. V. 75. P. 488–509.
47. Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 124. P. 255–272.

48. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotopic data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and Northern Karelia, North-Eastern Baltic Shield // *Precambrian Research*. 1993. V. 64. P. 197–205.
49. Bayanova, T.B., Ludden, J., Mitrofanov, F.P. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // *Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. Geological Society, London, Special Publications. / S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins (ed.), 2009. V. 323. P. 165–198.
50. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield -Isotope Nd-Sr and $3\text{He}/4\text{He}$ Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / *Geochronology – Methods and Case Studies* / Edited by Nils-Axel Morner // *INTECH*. 2014. P. 143–193.
51. Bayanova T., Nerovich L., Serov P., Kunakkuzin E., Elizarov D. Mantle reservoirs (EM-1, OIB, E-MORB and N-MORB), long duration and polystages history for PGE-bearing paleoproterozoic layered intrusions in the N-E part of Fennoscandian Shield // *Geophysical Research Abstracts*. V. 17. EGU2015-449. EGU General Assembly 2015 a.
52. Bayanova T., Serov P., Korchagin A., Chaschin V., Nerovich L. Multistage and Long Duration of Magmatic Activity is a New Paradigm for Origin of Paleoproterozoic PGE Layered Intrusion of the Arctic Region (Fennoscandian Shield) // *Goldschmidt-2015*. 2015 b. abstract. abs:4713.
53. Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. Long-lived mantle plume and polyphase evolution of Palaeoproterozoic PGE intrusions in the Fennoscandian Shield // *Minerals*. 2019. No. 9 (1). V. 59. doi:10.3390/min9010059.
54. Bayanova T., Subbotin V., Serov P., Kunakkuzin E., Drogobuzhskaya S., Steshenko E., Neradovsky Y. Baddeleyite from Paleoproterozoic Cu-Ni and PGE deposits (N-E part of the Fennoscandian Shield, Arctic region): new U-Pb, Sm-Nd and LA-ICP-MS data // *EGU General Assembly 2019: Geophysical Research Abstracts*. 2019. V. 21. EGU2019-2661.
55. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 273 (1–2). P. 48–57.
56. Chistyakov A.V., Sharkov E.V., Grokhovskaya T.L., Bogatikov O.A., Muravitskaya G.N., Grinevich N.G. Petrology of the Europe-largest Burakovka early Paleoproterozoic layered pluton (Southern Karelia, Russia) // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2002. V. 4. No. 1. P. 35–75.
57. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib Mineral Petrol.* 1973. V. 40 (3). P. 259–74.
58. Ernst R.E. *Large Igneous Provinces*. Cambridge: UK. Cambridge University Press. 2014. 653 p.
59. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // *Earth Plan. Sci. Letters*. 1988. V. 87. P. 249–265.
60. Groshev N.Y., Karykowski B.T. The Main Anorthosite Layer of the West-Pana Intrusion, Kola Region: Geology and U-Pb Age Dating // *Minerals*. 2019. V. 9. P. 71.
61. Halkoaho T.A.A., Alapieti T.T., Lahtinen J.J. The Sompjarvi PGE Reef in the Penikat layered intrusion, Northern Finland // *Miner. Petrol.* 1990. V. 42. P. 39–55.
62. Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Suominen I. The Os and Nd isotopic systematics of c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland // *Precambrian Research*. 2001. V. 109. P. 73–102.
63. Hensen B.J., Zhou B.O. Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism: implications for the Sm-Nd closure temperature // *Geology*. 1995. V. 23 (3). P. 225.
64. Hofmann A. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
65. Huber M., Halas S., Serov P.A., Ekimova N.A., Bayanova T.B. Sm-Nd dating and stable isotope geochemistry of sulfides and U-Pb ages of layered intrusions from the northern part of the Baltic Shield // *Mineralogical Society of Poland (Mineralogia - Special Papers)*. 2012. V. 39. P. 107–108.

66. Huhma H., Clift R.A., Perttunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 369–379.
67. Huhma H., Hanski E., Kontinen A., Vuollo, J., Manttari I., Lahaye Y. Sm-Nd and U-Pb isotope geochemistry of the Palaeoproterozoic mafic magmatism in eastern and northern Finland // *Geological Survey of Finland, Bulletin.* 2018. V. 405. P.150.
68. Iljina M, Maier WD, Karinen T. PGE-(Cu-Ni) deposits of the Tornio-Narankavaara belt of intrusions (Portimo, Penikat and Koillismaa) / W.D. Maier, R. Lahtinen, H. O'Brien (eds) // *Mineral Deposits of Finland*, Elsevier. Amsterdam, 2015. P. 133–164.
69. Lauri L.S., Mikkola P., Karinen T. Early Paleoproterozoic felsic and mafic magmatism in the Karelian province of the Fennoscandian shield // *Lithos.* 2012. V. 151. P. 74–82.
70. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Research.* 1998. V. 92. P. 223–250.
71. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.6 // *Berkeley Geochronology Center Special Publication.* 2008. No. 4. 76 p.
72. Maier W.D., Hanski E.J. Layered mafic-ultramafic intrusions of Fennoscandia: Europe's treasure chest of magmatic metal deposits // *Elements.* 2017. V. 13 (6). P. 415–420.
73. Mezger K., Essene E.J., Halliday A.N. Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets // *Earth Planet Sci. Lett.* 1992. V. 113 (3). P. 397–409.
74. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Ludden J.N., Korchagin A.U., Chashchin V.V., Nerovich L.I., Serov P.A., Mitrofanov A.F., Zhirov D.V. Origin and Exploration of the Kola PGED bearing Province: New Constraints from Geochronology // *Ore Deposits: Origin, Exploration, and Exploitation / Sophie Decree and Laurence Robb (Eds) (Geophysical Monograph Series).* Wiley, 2019. P. 3–36.
75. Peltonen P., Brugmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): geochemical and Re-OS isotope constraints // *Lithos.* 2006. V. 89. P. 405–423.
76. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W., Kulikov V.S., Kulikova V.V. Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 588–599.
77. Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses // *Geostandards and Geoanalytical Research.* 2003. V. 27. P. 173–79.
78. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Econ. Geol.* 2002. V. 97. P. 1657–1677.
79. Serov P. Comparison between Sm-Nd rock-forming mineral and U-Pb zircon and baddeleyite data of the Fedorovo-Pansky Pt-bearing layered intrusion // *EGU General Assembly.* 2007. *Geophysical Research Abstracts – EGU2007-A-01156.*
80. Serov P., Bayanova T., Steshenko E. Nd-Sr evidence of Palaeoproterozoic Cu-Ni-Co-PGE-magmatism in Fennoscandia and mantle-crust interaction on stages of layered intrusions formation // *EGU General Assembly.* 2017. *Geophysical Research Abstracts.* V. 19. EGU2017-7048.
81. Yang S.H., Hanski E., Li Ch., Maier W.D., Huhma H., Mokrushin A., Latypov R., Lahaye Y., O'Brien H., Qu W-J. Mantle source of the 2.44–2.50-Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: evidence from Os, Nd and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // *Mineralium Deposita.* 2016. V. 51. P. 1055–1073.
82. Smolkin V.F. The Paleoproterozoic (2.5–1.7 Ga) midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield // *Can. J. Earth Sci. Special Publ.* 1997. V. 34. P. 426–443.
83. Steiger R., Jager E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. No. 3. P. 359–362.

84. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C.. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geology*. 2000. V. 168. P. 279–281.
85. Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Yu. V. Juvenile helium in ancient rocks II. U-He, K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr systematics in the Monche Pluton: $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. No. 3. P. 987–999.
86. Vogel D.C., Vuollo J.I., Alapieti T.T., James R.S. Tectonic, stratigraphic and geochemical comparison between ca. 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // *Precamb. Res.* 1998. V. 92. P. 89–116.
87. Weis D., Kieffer B., Maerschalk C., Barling J., De Jong J., Williams G.A., et al. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS // *Geochemistry Geophys. Geosystems*. 2006. V. 7 (8).
88. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

ГЛАВА IX

ГЕОХИМИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА ВУРЭЧУАЙВЕНЧ (МОНЧЕГОРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ КОМПЛЕКС)

Предваряя материал данной главы, авторы хотели бы подчеркнуть, что со времени ее написания прошел довольно большой срок, поэтому изложенные в главе данные к настоящему времени в большинстве своем уже опубликованы. В частности, представленные здесь результаты были аккумулярованы и дополнены в работе (Гребнев и др., 2014).

Мончегорский ультрамафит-мафитовый расслоенный комплекс (МРК) является в настоящее время наиболее изученной раннепротерозойской интрузией Кольского региона. Геологические исследования в этом районе начались с 1930-х гг., когда в пределах МРК были обнаружены крупные сульфидные медно-никелевые месторождения.

Массив метагабброидов к юго-востоку от гор Нюд и Поаз в Мончегорском районе в 70–80-е гг. XX в. упоминался в литературных и фондовых источниках как «массив в предгорье г. Вурэчуайвенч». Происхождение массива и его генетическая связь с Мончегорским комплексом эти годы были предметом дискуссии (Козлов, 1973). Однако последующие геохронологические исследования окончательно внесли ясность в этот вопрос, подтвердив раннепротерозойский возраст массива. Возраст габбро-анортозитов массива Вурэчуайвенч (МВ), определенный U-Pb методом, составляет 2497 ± 21 млн лет (Расслоенные интрузии..., 2004), что близко к возрасту норитов массива Нюд-Поаз (субширотная ветвь МРК) – 2493 ± 7 млн лет (Balashov et al., 1993).

Изучение геологического строения МРК получило новый импульс в конце прошлого столетия в связи с находками здесь платинометалльной минерализации. Несмотря на то, что высокие содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в сульфидных рудах МРК были известны с 1930-х гг., первые описания ЭПГ минерализации датированы 1960–70 гг., и только в 1980–90 гг. МРК был охарактеризован геологами Центрально-Кольской экспедиции (ОАО ЦКЭ) как платиноносный. В ходе дальнейших работ наиболее перспективным был признан участок Вурэчуайвенч, где среди массива метагабброноритов был обнаружен расслоенный горизонт с телами анортозитов и связанный с ним платиноносный риф. Впервые платинометалльная минерализация в МВ была установлена в ходе поисковых работ Центрально-Кольской экспедиции 1998 г. (Иванченко и др., 2008). В дальнейшем было продолжено минералогическое изучение ЭПГ оруденения массива (Гроховская и др., 2000, 2003; Кнауф и др., 2008), исследования показали, что ЭПГ в породах МВ образуют собственные минеральные фазы, а также изоморфно входят в сульфиды и сульфосоарсениды Fe, Ni и Co. Минералы платиновых металлов в рудах МВ представлены арсенидами и висмутотеллуридами Pd, реже встречаются маякит, сперрилит, холлингвортит, ирарсит, меньшиковит, изомертиит. В 2008 г. запасы сульфидных платинометалльных руд месторождения Вурэчуайвенч были подсчитаны и приняты на государственный баланс (Иванченко и др., 2008).

МВ расположен в зоне юго-восточного контакта Мончегорского комплекса с раннепротерозойской палеорифтовой структурой Имандра-Варзуга (рис. 1). МВ представляет собой пластовое тело, погружающееся на юго-восток под углами 9–20°. Общая протяженность массива по простиранию составляет более 6 км при ширине выхода до 1.5 км. Мощность МВ на юго-западном фланге достигает 700 м, на северо-восточном фланге уменьшаясь до 300 м. На юго-востоке массив перекрыт протерозойскими вулканогенно-осадочными породами Имандра-Варзугской структурной зоны. В зоне контакта распространены конгломераты, обломочный материал которых представлен

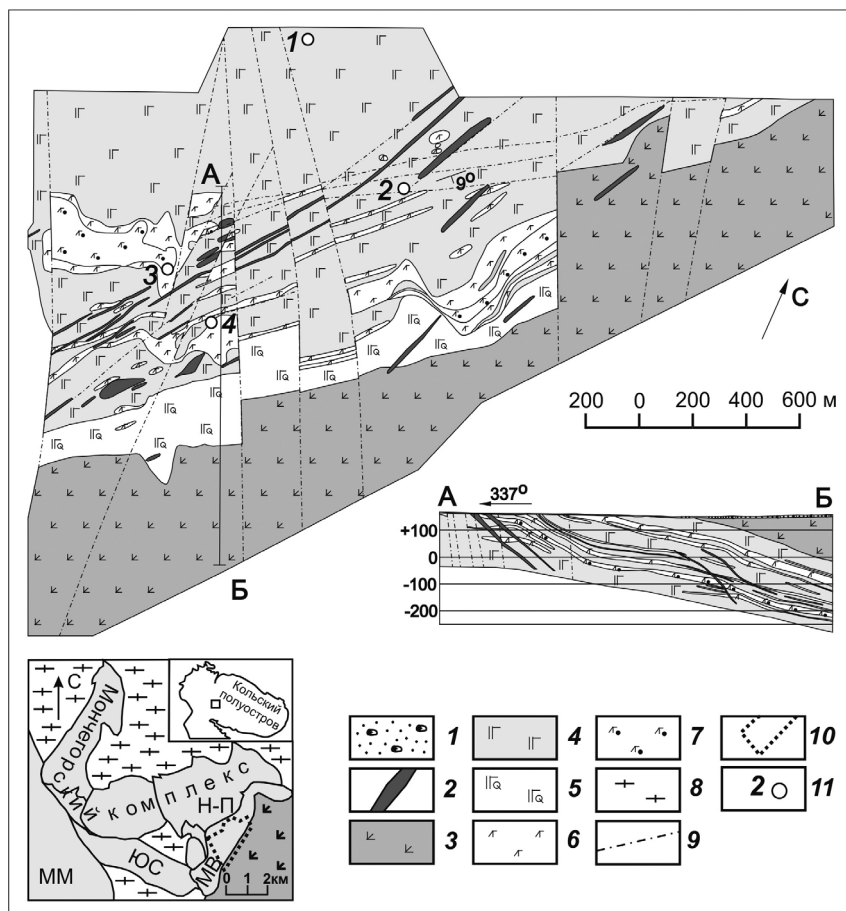


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части массива Вурçхуйайвенч и геологический разрез по линии АБ, (по Иванченко, Давыдов, 2009), с упрощениями и дополнениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – дайки метагабродолеритов и лампрофиров; 3 – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга; 4–7 – породы массива Вурçхуйайвенч: 4 – метагаб-бронориты; 5 – кварцевые метагаббронориты; 6 – металейкогаббро и металейкогаббронориты; 7 – металейкогаббро и металейкогаббронориты с сульфидным и платинометалльным оруденением; 8 – нориты массива Нюд-Поаз; 9 – архейские гнейсы (на врезке); 10 – разрывные нарушения; 11 – граница всего изученного участка МВ на врезке (расслоенные массивы, показанные на врезке: ММ – Мончетундровский, ЮС – Южносопчинский, Н-П – Нюд-Поаз, МВ – Вурçхуйайвенч); 12 – детали участки (кружки) и их номера (цифры).

метагабброноритами, а цемент – метавулканитами кукшинской свиты (Имандра-Варзугская зона..., 1982). С северо-запада МВ граничит с массивом Нюд-Поаз, который сложен преимущественно норитами. Зона контакта не обнажена, а в рельефе выражена как овраг с протекающим по нему ручьем.

По данным бурения (скв. 1226), МВ в юго-западной части подстилается норитами и пироксенитами, сходными с породами массива Нюд-Поаз. Часть исследователей полагает, что залегающая здесь толща норитов и пироксенитов представляют собой нижнюю часть разреза МВ (Расслоенные интрузии..., 2004) .

Нами ранее высказывалось мнение, что МВ в придонной части контактирует с несогласием с другим массивом основных пород, сходных по составу с породами массива Нюд-Поаз (Припачкин, Рундквист, 2008). Данная точка зрения опиралась на детальное изучение кумулюсной стратиграфии пород в скв. 1226. Эти исследования показали, что на глубине 636 м наблюдается резкий переход от авгит-энстатит-плаггиоклазовых кумулатов МВ к нижележащим энстатитовым и плаггиоклаз-энстатитовым кумулатам, причем две контрастные по составу кумулатов толщи разделяются четырехметровой зоной дробления и милонитизации. Вопрос о нижней границе МВ в его юго-западной части продолжает оставаться дискуссионным. В центральной части и на северо-

восточном фланге МВ залегает непосредственно на архейских диорито-гнейсах (Иванченко и др., 2008). МВ пересекается многочисленными разрывными нарушениями и протяженными телами даек метагаббродолеритов и лампрофиров (рис. 1).

В нижней части разреза МВ сложен мезократовыми габброноритами; в верхней части разреза наблюдается переслаивание мезократовых габброноритов с лейкократовыми кварцевыми габброноритами, лейкогаббро, норитами и анортозитами. Породы массива сосюритизированы, амфиболитизированы, хлоритизированы, однако во многих случаях магматические структуры сохраняются в виде реликтовых.

В средней части разреза МВ выявлен протяженный риф, содержащий вкрапленное сульфидное медно-никелевое и платинометалльное оруденение. Платинометалльный риф МВ к настоящему времени достаточно хорошо изучен, благодаря поисково-картировочным работам ОАО ЦКЭ (производственные отчеты: Г.Ф. Бакаев и др., 1995; Е.П. Шелепина и др., 1998), последующим поисковым работам на ЭПГ в Мончегорском районе ОАО ЦКЭ (производственный отчет Войтехович и др., 2002), ОАО «Пана» (Припачкин, Рундквист, 2008) и оценочным работам ОАО ГМК «Норильский никель» и ООО «Печенгагеология» (Иванченко, Давыдов, 2009). Согласно данным последних, ЭПГ-оруденение МВ (или месторождения Вурэчуайвенч) в разрезе связано с так называемой «полосчатой зоной» мощностью 200–240 м, представленной (сверху вниз) лейкократовыми кварцевыми габброноритами (мощность 40 м) и «зоной переслаивания» (мощность 120–180 м) мезократовых габброноритов и анортозитов. В основании «зоны переслаивания» залегает маркирующий горизонт, представленный неравномернозернистыми (такситовыми) габброноритами – от средне- до крупнозернистых и пегматоидных, с гнездами голубого кварца. В верхней части такситового горизонта или в низах «зоны переслаивания» залегают анортозиты так называемого «рифа V-I» с Рудным телом 1. Висячем и лежащем боках этого рифа среди прослоев анортозитов локализованы более мелкие рудные тела 2 и 3. Мощность анортозитовых тел пластообразной и линзовидной формы варьирует от 40–50 м в северо-западной части МВ до 25–30 м в центральной части, в пережимах уменьшаясь до 10–15 м (Припачкин, Рундквист, 2008).

Рудное тело 1 пластообразной формы прослежено по простираанию более чем на 2.5 км, имеет изменчивую мощность (от первых метров – до 6–9 м, в локальных раздувах – до 25 м) и пологое (от 5–10° до 20–30°) падение в южных и юго-восточных румбах. Оно осложнено серией антиклинальных и синклинальных перегибов и выполаживается с глубиной. При содержаниях Ni и Cu 0.1–0.3 мас. % содержание ЭПГ+Au в рудах МВ варьирует от первых граммов на тонну до первых десятков граммов на тонну с преобладанием палладия над платиной и в среднем составляет более 3 г/т (Войтехович и др., 2002; Иванченко, Давыдов, 2009).

Авторами было изучено геологическое строение детальных (размером не более 100×100 м, масштаб картирования 1:100) участков на площади МВ, где в коренных обнажениях вскрыты различные части его разреза:

- участок 1 – приподошвенная часть разреза МВ.
- участок 2 – средняя часть разреза МВ, ниже платинометалльного рифа.
- участок 3 – платинометалльный риф и перекрывающая его часть разреза МВ.
- участок 4 – верхняя часть разреза МВ.

Для главных разновидностей пород участков выполнены петрографические исследования, полный химический анализ, определено содержание благородных, редких и редкоземельных элементов.

Сводная схематическая геологическая колонка, составленная из частных геологических колонок по данным участкам, представлена на рисунке 2.

Анализ петрогенных компонентов (полный силикатный анализ) был выполнен в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН. Для определения компонентов применялись следующие методы: атомно-абсорбционный пламенный (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Mn, Cr, V); эмиссионный пламенный (K, Na); фотоколориметрический: (Ti, P); ионометрический (F, Cl); весовой (H₂O⁺, H₂O⁻); объемный (CO₂, FeO). Аналитики: Л.И. Константинова, Л.Г. Балашова, Г.Г. Гулюта, Н.Д. Евдокимова, А.В. Сартасова, М.Г. Тимофеева.

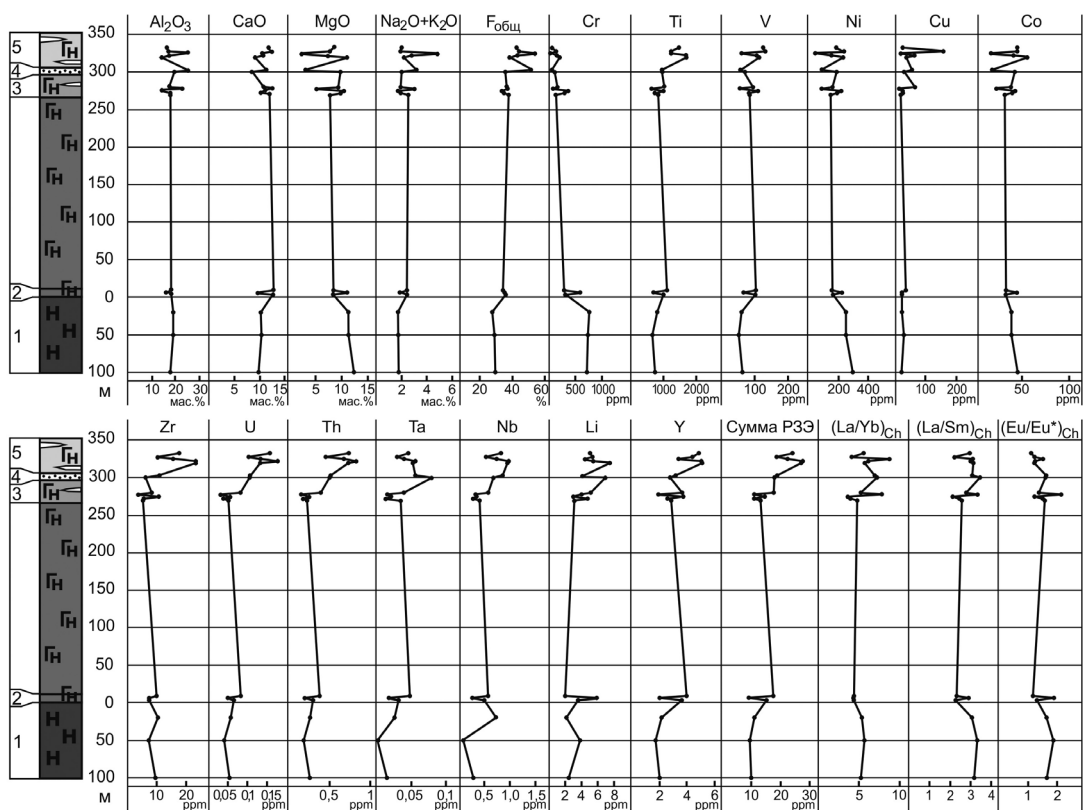


Рис. 2. Распределение петрогенных оксидов, цветных металлов, редких и рассеянных элементов, суммы РЗЭ, $[La/Yb]_n$, $[La/Sm]_n$ и $[Eu/Eu^*]_n$ по разрезу в массивах Вурэчуайвенч и Нюд-Поаз. $F_{общ} = (FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$.

Зоны сводного геологического разреза: 1 – юго-западный склон г. Нюд; 2 – приподошвенная часть массива Вурэчуайвенч (детальный участок 1); 3 – средняя часть разреза массива Вурэчуайвенч, ниже платинометалльного рифа (детальный участок 2); 4 – платинометалльный риф (детальный участок 3); 5 – верхняя часть разреза массива Вурэчуайвенч (детальный участок 4).

Отобранные в пределах детальных участков образцы были также проанализированы на Pd, Pt, Rh, Au и S в лаборатории анализа благородных металлов ГИ КНЦ РАН. Для определения Pt, Pd, Rh и Au применялся атомно-абсорбционный метод с предварительным концентрированием алкиланилином и сульфидами нефти. Содержание серы определено весовым методом. Аналитики: Л.В. Филиппычева, Т.В. Иволина, Е.В. Исаева, И.Б. Каранова, Т.Л. Ефимова.

Наиболее представительные образцы из коллекции были проанализированы на редкие и рассеянные элементы в лаборатории физических и химических методов исследования ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) методом ICP-MS, аналитик Д.В. Киселева.

Содержание петрогенных, редких и рассеянных элементов в наиболее представительных образцах пород МВ представлено в таблице.

Петрохимические особенности пород МВ в настоящее время достаточно подробно изучены. Согласно петрографическому кодексу (Петрографический кодекс, 2009), габбронориты, анортозиты и нориты МВ принадлежат к основным породам нормальнощелочного подотряда.

На рисунке 2 показано распределение компонентов по разрезу МВ (зоны 2–5) и в прилегающей снизу части массива Нюд-Поаз (зона 1). Графики показывают однообразное распределение главных петрогенных оксидов в зоне 1 и значительное колебание их содержания в зонах 2–5. Наблюдается также существенное нарастание общей железистости ($F_{общ}$) к верхней части разреза и рост содержания Ti в том же направлении. Весьма показательным является распределение содержания Cr по разрезу, которое закономерно снижается к верхней части разреза, причем при переходе от зоны 1 к зоне 2 отчетливо видна «ступенька». Последний факт, на наш взгляд, может указывать на то,

что хотя МВ и наращивает кверху массив Нюд-Поаз, некоторая часть этого разреза на современном эрозионном уровне отсутствует.

Как было указано выше, благородные металлы в МВ сконцентрированы в пластообразных и линзовидных рудных телах, объединенных в платинометалльный риф. Суммарное содержание благородных металлов в рудных телах колеблется от 1.3 до 19.24 г/т, в рудах преобладает палладий, соотношение Pd/Pt в среднем составляет 7/1 (Иванченко и др., 2008). Содержание Ni в изученных породах не превышает 0.03 мас. %, содержание Co и Cu также весьма незначительное (табл.). Графики распределения Ni и Co по разрезу имеют сходство между собой и отличаются от графика распределения Cu (рис. 2). Колебания содержания Ni и Co коррелируют с меланократовостью породы, что указывает на преимущественную связь этих элементов в породах МВ с силикатами, а не с сульфидами. Суммарное содержание благородных металлов в исследованных образцах, в том числе и в габбропегматите, не превышает порога чувствительности анализа, за исключением образцов из рудоносного горизонта (обр. 13 и 14 в табл.), для которых содержание Pd равно 0.009 и 0.047 ppm соответственно. Таким образом, нашими анализами также подтверждается тесная связь ЭПГ-оруденения МВ только с определенным уровнем разреза – рифом в пределах расслоенного горизонта (метагаббронориты, метаанортозиты). В других частях разреза МВ (выше и ниже рифа) платинометалльное оруденение не обнаружено.

Первые данные о распределении редкоземельных элементов в МРК, полученные на основе рентгеноспектральных определений, содержатся в работе Ю.А. Балашова и Н.М. Суцевской (1973). Анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах из различных частей МРК, основанный на данных, полученных методом ICP-MS, был проведен В.Ф. Смолькиным (Расслоенные интрузии..., 2004). В этой работе приведены нормированные к хондриту спектры распределения содержания РЗЭ в породах массивов Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) и Сопча, в Дунитовом блоке, в габбро-пегматитах придонной зоны, а также в дайках различного типа. Для МВ приводятся два спектра распределения содержания РЗЭ в габброноритах и анортозитах. В.Ф. Смолькин указывает, что для пород МРК четко различаются два типа нормированных к хондриту спектров распределения РЗЭ. Первый тип, близкий к хондритовому, представлен ультрабазитами массивов НКТ и Сопча.

Второй тип спектров, для которого установлено обогащение РЗЭ (в большей степени легкими), а также положительная европиевая аномалия, характеризует ряд меланонориты – габбронориты – лейкогаббронориты массивов Нюд-Поаз и Вурэчуайвенч. Нами проведено более детальное исследование спектров распределения РЗЭ в породах нижней, средней и верхней частей МВ, а также некоторых разновидностей пород из юго-западной части массива Нюд-Поаз (табл., рис. 3 а). Нормализующие факторы даны по работам (Rollinson, 1993; McDonough, Sun, 1995).

Изучение распределения всего спектра редких элементов в породах МВ ранее не проводилось. Такие редкие элементы, как Be, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Tl, Bi содержатся в породах МВ в очень малом количестве, близком к порогу чувствительности анализа (табл.). Наблюдаемые незначительные колебания содержания Sr, Ba, Sc, Mn, Ge, Rb, Mo и Cs связаны с изменениями количественного соотношения в породах плагиоклаза и темноцветных компонентов. На рисунке 3 б приведено нормированное к составу MORB распределение редких элементов в породах юго-западной части массивов Нюд-Поаз и Вурэчуайвенч. Все проанализированные породы относительно MORB обогащены большинством несовместимых редких элементов. Наиболее выражены положительные аномалии Rb, Ba, Sr. Отрицательные аномалии Ta и Nb характерны для образцов из массива Нюд-Поаз и для пород приподошвенной и средней частей МВ.

По мере продвижения от подошвы МВ к его кровле в породах постепенно накапливаются несовместимые элементы: Ta, Nb, Zr, Hf и РЗЭ. Содержание в породах Li, Be, Ti, V, Y, Th, U и в меньшей степени, Zn и Ga также нарастает по мере продвижения вверх по разрезу МВ (табл.). Содержание Cr, а также W вверх по разрезу заметно понижается. Содержание Cr в породах МВ не превышает 600 ppm, аксессуарный хромит не отмечался. Рисунок 3 б показывает, что уровень содержания несовместимых элементов зависит не от лейкократовости данной породной разновидности, а от положения породы в разрезе. Породы платиноносного рифа не показывают существенных отличий от прочих пород.

Таблица 1. Содержание породобразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в породах массива Вурэчуайвенч

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51.14	48.47	49.63	51.12	50.67	59.36	51.24	52.23	51.94	53.89
TiO ₂	0.14	0.12	0.14	0.28	0.72	0.86	0.28	0.09	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	17.79	19.05	18.82	18.21	17.10	13.29	18.17	17.82	17.52	14.41
Fe ₂ O ₃	0.42	1.21	0.58	0.00	1.12	1.16	0.43	1.57	0.39	0.60
FeO	4.76	3.50	3.82	4.78	4.86	3.00	4.08	3.26	4.95	4.83
MnO	0.09	0.09	0.08	0.10	0.10	0.08	0.10	0.11	0.10	0.11
MgO	12.40	11.43	11.33	8.38	11.02	5.85	8.55	7.87	9.91	10.51
CaO	9.86	10.27	10.28	12.53	9.66	8.17	12.66	11.91	10.28	11.16
Na ₂ O	1.65	1.64	1.58	2.24	1.75	4.68	2.17	2.38	1.71	1.47
K ₂ O	0.11	0.12	0.14	0.19	0.19	0.46	0.26	0.15	0.16	0.26
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.18	0.02	≤0.01	0.02	0.02
Li	2.506	3.858	2.224	3.612	5.871	3.950	2.025	3.172	4.813	3.029
Be	0.077	0.102	0.108	0.128	0.091	0.251	0.116	0.158	0.110	0.141
Sc	15.910	14.133	14.772	26.238	18.225	18.838	25.891	20.431	23.449	30.531
Ti	737.117	670.499	812.167	996.247	703.149	3715.489	1107.045	836.284	766.159	980.865
V	63.136	52.866	60.702	100.530	67.154	109.771	103.228	84.922	85.652	110.823
Cr	722.674	731.425	755.327	317.438	580.715	299.545	283.052	131.897	293.849	359.632
Mn	796.861	685.358	628.415	751.820	782.562	565.101	659.326	702.808	775.379	849.620
Co	44.795	38.304	38.288	32.470	44.216	21.662	32.238	31.284	38.206	42.337
Ni	298.087	252.701	252.008	165.674	226.633	98.201	161.157	149.228	191.880	223.855
Cu	19.190	26.058	19.663	19.358	23.651	89.516	34.937	18.813	22.809	21.400
Zn	49.447	46.833	49.223	40.123	54.173	44.956	40.699	41.392	47.295	49.967
Ga	12.929	13.335	13.304	13.186	12.113	11.328	13.349	13.676	11.954	11.453
Ge	1.141	0.887	0.996	1.118	1.007	1.224	1.094	1.215	1.064	1.174

Продолжение таблицы 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Mo	1.186	0.749	0.449	0.882	0.456	3.563	0.534	3.748	2.746	4.367
Ag	0.040	0.021	0.193	0.007	0.022	0.169	0.029	0.001	0.002	0.013
Cd	0.031	0.006	0.048	0.017	0.039	0.159	0.033	не обн.	не обн.	не обн.
Sn	0.365	0.588	0.947	0.284	0.258	1.005	0.405	0.476	0.514	0.226
Sb	0.044	0.046	0.042	0.039	0.059	0.130	0.032	0.032	0.024	0.016
Te	не обн.	не обн.	не обн.	0.001	0.014	не обн.	0.006	не обн.	0.004	0.025
Cs	0.042	0.149	0.140	0.218	0.370	0.634	0.218	0.111	0.101	0.667
Ba	50.045	51.618	63.515	65.207	63.482	116.710	76.233	57.090	60.890	83.056
Hf	0.255	0.185	0.265	0.246	0.205	3.017	0.304	0.177	0.172	0.321
Ta	0.015	0.002	0.026	0.032	0.018	0.415	0.048	0.035	0.014	0.022
W	0.436	1.345	1.337	0.346	0.164	0.854	0.092	0.234	0.142	0.178
Tl	0.009	0.006	0.020	0.026	0.024	0.047	0.025	0.011	0.013	0.036
Bi	0.004	не обн.	0.004	0.023	0.014	0.042	0.029	0.006	0.006	0.010
Th	0.259	0.185	0.266	0.299	0.197	5.214	0.381	0.225	0.180	0.253
U	0.055	0.041	0.058	0.066	0.050	1.006	0.083	0.051	0.040	0.057
La	1.830	1.797	2.017	2.442	1.630	15.019	2.809	2.262	1.818	2.251
Ce	3.981	3.789	4.341	5.537	3.545	31.720	6.482	4.799	4.022	5.194
Pr	0.480	0.431	0.523	0.701	0.427	3.622	0.804	0.592	0.508	0.678
Nd	1.981	1.836	2.146	3.127	1.776	14.049	3.555	2.613	2.252	3.048
Sm	0.359	0.340	0.410	0.666	0.350	2.344	0.753	0.548	0.464	0.660
Eu	0.204	0.204	0.220	0.303	0.224	0.629	0.301	0.287	0.241	0.284
Gd	0.367	0.298	0.372	0.695	0.346	1.812	0.753	0.519	0.475	0.705
Tb	0.060	0.051	0.058	0.113	0.054	0.274	0.116	0.081	0.074	0.108
Dy	0.386	0.322	0.418	0.736	0.381	1.679	0.782	0.578	0.511	0.743
Ho	0.082	0.072	0.088	0.150	0.083	0.339	0.163	0.112	0.110	0.153

Продолжение таблицы 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Er	0.251	0.210	0.253	0.428	0.237	0.890	0.449	0.338	0.316	0.450
Tm	0.034	0.032	0.040	0.060	0.036	0.130	0.067	0.047	0.044	0.060
Yb	0.236	0.215	0.253	0.382	0.253	0.807	0.435	0.321	0.305	0.417
Lu	0.034	0.032	0.040	0.059	0.040	0.122	0.064	0.050	0.045	0.064
Сумма РЗЭ	10.28	9.63	11.18	15.4	9.38	73.43	17.53	13.15	11.18	14.81
Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO ₂	50.69	51.86	50.02	50.27	53.33	52.20	51.06	50.49	50.75	
TiO ₂	0.06	0.07	0.09	0.08	0.15	0.12	0.06	0.08	0.12	
Al ₂ O ₃	22.48	17.40	19.82	24.98	14.24	17.50	24.89	17.08	16.54	
Fe ₂ O ₃	0.67	1.02	1.14	1.22	1.39	1.41	1.29	1.94	1.82	
FeO	2.44	4.48	4.49	2.26	5.80	4.27	1.66	4.40	4.69	
MnO	0.06	0.11	0.11	0.05	0.14	0.11	0.04	0.11	0.12	
MgO	5.32	9.46	9.98	3.23	11.14	7.45	2.51	7.98	8.61	
CaO	12.54	10.75	8.43	11.12	9.00	10.69	10.56	12.24	11.61	
Na ₂ O	2.42	1.84	1.87	2.65	1.88	2.52	4.24	1.74	1.76	
K ₂ O	0.56	0.12	0.20	0.55	0.29	0.23	0.57	0.18	0.20	
P ₂ O ₅	≤ 0.01	0.04	0.03	0.03	0.07	0.06	0.07	0.03	0.03	
Li	4.078	5.133	6.940	4.026	7.465	5.466	4.454	5.357	5.069	
Be	0.177	0.134	0.163	0.168	0.251	0.327	0.244	0.227	0.159	
Sc	12.927	23.838	14.587	11.079	24.253	20.304	10.237	29.137	29.097	
Ti	645.431	1015.838	961.197	960.658	1692.471	1684.679	1237.742	1240.997	1464.626	
V	56.578	94.694	68.164	60.029	115.939	107.808	62.858	132.956	123.259	
Cr	72.592	149.588	90.842	53.154	196.821	145.070	46.767	116.072	49.874	
Mn	479.611	773.927	800.246	384.337	1173.867	910.086	368.180	898.220	931.056	
Co	22.613	38.426	42.149	17.778	55.546	42.696	16.375	44.873	44.797	

Продолжение таблицы 1

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Ni	98.041	166.872	191.796	94.928	234.766	160.300	50.385	232.651	184.013
Cu	13.200	64.830	29.958	55.880	36.682	62.368	18.623	157.391	20.003
Zn	34.448	54.930	61.975	36.749	85.023	73.911	39.456	66.819	164.067
Ga	16.929	13.715	15.430	18.544	15.113	17.508	20.471	14.865	14.248
Ge	0.931	1.079	0.900	0.668	1.283	1.173	0.805	1.027	1.148
Rb	16.216	3.255	6.684	16.498	10.520	7.419	10.721	5.823	21.947
Sr	336.803	251.565	243.588	394.305	239.896	315.883	455.560	264.969	232.712
Y	1.949	3.643	2.821	3.200	5.152	5.078	3.427	4.419	4.891
Zr	3.781	8.393	6.318	10.745	23.296	23.521	16.510	10.367	17.777
Nb	0.334	0.585	0.686	0.860	0.955	0.981	0.737	0.543	0.833
Mo	0.574	2.922	0.259	0.485	0.643	0.636	0.792	0.956	0.606
Ag	не обн.	0.011	0.029	0.034	0.034	0.108	0.042	0.136	0.069
Cd	0.008	не обн.	0.104	0.023	0.046	0.059	0.038	0.028	0.241
Sn	0.306	2.139	0.284	0.260	0.526	0.510	0.586	0.335	0.526
Sb	0.021	0.113	0.022	0.030	0.040	0.026	0.030	0.026	0.014
Te	не обн.	не обн.	не обн.	0.012	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Cs	0.124	0.075	0.157	0.405	0.756	0.341	0.174	0.242	0.690
Ba	160.003	58.720	85.815	168.085	112.425	98.179	316.559	45.577	65.218
Hf	0.114	0.258	0.182	0.284	0.604	0.611	0.442	0.324	0.488
Ta	0.015	0.039	0.079	0.057	0.053	0.056	0.040	0.030	0.046
W	0.182	0.136	0.209	0.441	не обн.	не обн.	не обн.	0.072	не обн.
Tl	0.044	0.011	0.025	0.049	0.044	0.050	0.031	0.023	0.041
Bi	0.008	0.011	0.044	0.013	0.001	0.008	0.007	0.033	0.008
Th	0.155	0.401	0.506	0.519	0.736	0.828	0.679	0.467	0.737
U	0.033	0.085	0.107	0.108	0.135	0.179	0.135	0.104	0.159

Окончание таблицы 1

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19
La	2.167	3.059	3.433	3.417	4.959	5.046	4.212	3.034	4.276
Ce	4.394	6.835	7.317	7.460	10.667	10.921	9.118	6.766	9.378
Pr	0.519	0.830	0.839	0.888	1.288	1.306	1.078	0.843	1.143
Nd	2.143	3.511	3.457	3.685	5.229	5.305	4.402	3.720	4.733
Sm	0.405	0.682	0.618	0.692	0.992	1.042	0.846	0.845	0.903
Eu	0.281	0.322	0.321	0.374	0.399	0.426	0.411	0.350	0.349
Gd	0.368	0.682	0.546	0.639	0.900	0.933	0.719	0.809	0.931
Tb	0.061	0.109	0.086	0.102	0.146	0.148	0.107	0.132	0.149
Dy	0.375	0.709	0.542	0.648	1.000	0.979	0.681	0.883	0.957
Ho	0.078	0.144	0.116	0.131	0.209	0.212	0.141	0.177	0.202
Er	0.226	0.423	0.330	0.358	0.605	0.581	0.363	0.538	0.563
Tm	0.034	0.059	0.051	0.051	0.088	0.090	0.050	0.079	0.087
Yb	0.189	0.391	0.321	0.332	0.589	0.557	0.328	0.490	0.526
Lu	0.031	0.057	0.052	0.049	0.093	0.083	0.050	0.076	0.084
Сумма PЗЭ	11.27	17.81	18.03	18.82	27.16	27.63	22.51	18.74	24.28
(La/Yb)Ch	7.81	5.32	7.26	6.99	5.72	6.15	8.72	4.21	5.52
(La/Sm)Ch	3.34	2.80	3.47	3.08	3.12	3.02	3.11	2.24	2.96
(Eu/Eu*)Ch	2.17	1.42	1.65	1.68	1.26	1.29	1.56	1.27	1.15

Примечание. 1. SiO₂-P₂O₅ – мас. %, Li – сумма PЗЭ – ppm. SiO₂-P₂O₅ – ХАЛГИ КНЦ РАН, Li – Lu – ФХМИ ИГГ УрО РАН. 1–3 – породы юго-западной части массива Нюд-Поаз, мезократовые среднезернистые нориты, энстатит-плаггиоклазовые кумулаты; 4–7 – породы приподшенной части массива Вурэчуайвенч (4, 5, 7 – мезократовые среднезернистые габбронориты, амфиболитизированные и сосюртитизированные; 6 – габбропегматит плаггиоклаз-амфибол-кварцевое состава); 8–12 – породы средней части разреза массива Вурэчуайвенч (8, 11 – среднезернистые лейко- мезократовые габбронориты, амфиболитизированные и сосюртитизированные, плаггиоклазовые кумулаты; 9, 10, 12 – мелкозернистые мезократовые габбронориты, амфиболитизированные и сосюртитизированные, преимущественно авгит-энстатит-плаггиоклазовые кумулаты); 13, 14 – породы платиноносного рифа массива Вурэчуайвенч (13 – мезократовый мелкозернистый габбронорит, амфиболитизированный и сосюртитизированный, с сульфидной и платиноталльной минерализацией; 14 – лейкократовый мелко- среднезернистый габбронорит, амфиболитизированный и сосюртитизированный, с сульфидной и платиноталльной минерализацией); 15–19 – породы верхней части разреза массива Вурэчуайвенч (15, 16, 19 – мезократовые мелкозернистые габбронориты, амфиболитизированные и сосюртитизированные; 17 – лейкократовое крупнозернистое метагаббро, амфиболитизированное и сосюртитизированное; 18 – мезократовый крупнозернистый габбронорит, амфиболитизированный и сосюртитизированный с редкой сульфидной вкрапленностью).

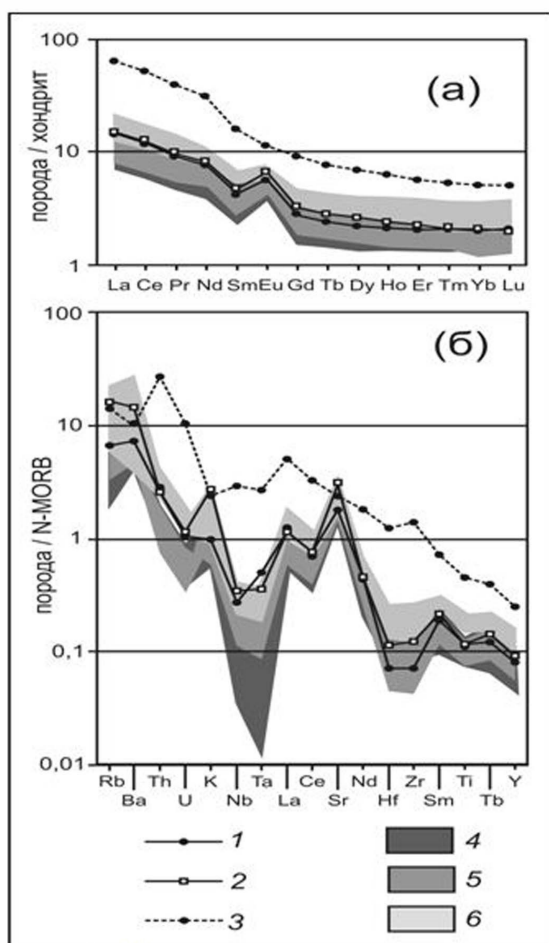


Рис. 3. Нормализованное к хондриту распределение РЗЭ (а) и нормализованное к MORB распределение РЭ и РЗЭ (б) в породах массивов Вурэчуайвенч и Нюд-Поаз. 1 – мезократовый габбронорит платиноносного рифа массива Вурэчуайвенч (ан. 13 в табл.); 2 – лейкократовый габбронорит платиноносного рифа массива Вурэчуайвенч (ан. 14 в табл.); 3 – габбропегматит плагиоклаз-амфибол-кварцевого состава из приподошвенной части массива Вурэчуайвенч (ан. 6 в табл.); заштрихованные контуры: 4 – нориты юго-западной части массива Нюд-Поаз и габбронориты приподошвенной части массива Вурэчуайвенч; 5 – габбронориты средней части разреза массива Вурэчуайвенч; 6 – породы верхней части разреза массива Вурэчуайвенч. Нормализующие факторы по (Rollinson, 1993; McDonough, Sun, 1995).

Проведенные исследования позволили по-новому взглянуть на ряд проблем, касающихся строения и генезиса МВ, а также происхождения платиноносного рифа. На наш взгляд, ключевым вопросом для их понимания является взаимоотношение МВ и массива Нюд-Поаз. По мнению В.Н. Иванченко (Иванченко и др., 2008), массив предгорий Вурэчуайвенч представляет собой краевую зону массива Нюд-Поаз. Вместе с тем, В.Ф. Смолькин с соавторами (Расслоенные интрузии..., 2004) на основании петрохимических и изотопно-геохимических данных аргументированно показывают, что разрез массива предгорий Вурэчуайвенч наращивает разрез Нюд-Поаза в сторону увеличения лейкократовости пород, подчеркивая, что наблюдается небольшое, но закономерное несовпадение трендов эволюции состава пород обоих массивов. Эти авторы на приводимом в монографии (Расслоенные интрузии..., 2004) геологическом разрезе соединяют моноклинально залегающий массив предгорий Вурэчуайвенч с верхней частью мульдообразного массива Нюд-Поаз в единое целое.

Близкой позиции придерживается и Е.В. Шарков, указывающий, что МВ, по-видимому, наращивает разрез норитовой зоны Мончеплутона, которая представлена на горах Нюд и Поаз. Автор также упоминает, что породы Поаза отличаются повышенным (6–10 об. %) содержанием интерстициального клинопироксена и нередко описываются как габбронориты (Шарков, 2006).

Большой фактический материал в сводке (Леснов, 2007) позволил сравнить данные по распределению РЗЭ в породах МВ с образцами габброноритов, норитов, анортозитов из различных регионов мира и разнообразных тектонических обстановок. Главные особенности спектров РЗЭ в породах МВ и массива Нюд-Поаз, как было показано выше: низкое суммарное содержание РЗЭ (МВ: 9.4–27.6 ppm; Нюд: 9.6–11.2 ppm); отрицательный наклон линии спектра РЗЭ и значительное обогащение легкими РЗЭ (МВ: $[La/Yb] = 3.7–8.7$; Нюд: $[La/Yb] = 5.3–5.7$); отчетливо выраженный европиевый максимум (МВ: $[Eu/Eu^*]_n = 1.2–2.2$; Нюд: $[Eu/Eu^*]_n = 1.7–1.9$). Спектры РЗЭ такого типа характерны главным образом для анортозитов, которые в качестве одной из подчиненных

разновидностей пород встречаются в мафит-ультрамафитовых массивах складчатых областей, а также для пород крупных автономных анортозитовых массивов, обнажающихся в глубоко эродированных складчатых структурах докембрия. Основным фактором, контролирующим распределение РЗЭ в анортозитах, является их содержание в плагиоклазе (Леснов, 2007). Наибольшее сходство со спектрами распределения РЗЭ в породах МВ и Ньюда демонстрируют спектры РЗЭ пород Главного хребта (Суханов и др., 1990; Леснов, 2007) и пород габброидной части разреза Расслоенной серии Бураковской интрузии (Чистяков и др., 1997). Таким образом, можно говорить о том, что габброиды раннепротерозойских расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита близки между собой по спектрам распределения РЗЭ, что, возможно, косвенно подтверждает существование в раннем протерозое под этой территорией единого гигантского магматического плюма, генерировавшего многочисленные интрузии (Митрофанов, 2003). Впрочем, подобные спектры распределения РЗЭ наблюдались и в интрузиях другого типа: аналогичный спектр РЗЭ зарегистрирован, например, для лейкогаббро и анортозитов Булжинского перидотит-габбрового массива Западного Саяна (Бородин и др., 2011).

Выполненное нами детальное изучение геологического разреза МВ и анализ распределения РЗЭ на разных уровнях разреза показали, что характер спектров РЗЭ по всему разрезу остается постоянным. Происходит постепенное увеличение содержания РЗЭ в породах кверху разреза, а их соотношение остается практически постоянным. Таким образом, наблюдается прямая связь между суммарным количеством РЗЭ и положением данного образца в общем разрезе массива. Небольшие отклонения от прямой зависимости связаны с вариациями состава пород. Такое распределение РЗЭ может указывать на образование пород МВ путем кристаллизации в крупной магматической камере в ходе процесса кристаллизационной дифференциации, с продвижением фронта кристаллизации от подошвы к кровле (Rollinson, 1993). Спектры распределения РЗЭ в породах массива Нюд-Поаз имеют близкие характеристики с таковыми пород МВ, но суммарное содержание РЗЭ в них немного ниже.

Важными для понимания общего механизма образования МВ являются вопросы, касающиеся происхождения его платиноносного рифа. Широко известно, что многие месторождения ЭПГ, связанные с расслоенными ультрамафит-мафитовыми интрузиями, обязаны своим образованием внедрениям новых порций магмы. А.Дж. Налдретт (2003), в частности, указывает, что в таких месторождениях рудовмещающие горизонты представляют собой ортокумулаты; очень часто в этих горизонтах и вблизи них развиты пегматоиды, а в рудовмещающих ортокумулатах наблюдается перестройка последовательности кристаллизации минералов. Эти признаки свидетельствуют об инъекциях новых порций магмы в магматическую камеру. Обогащенные ЭПГ и сульфидами слои генерируются в магматической камере с помощью механизма турбулентных плюмов или турбулентных фонтанов, обусловленного различиями плотности первоначальной и вновь поступившей магм. Такой механизм образования признан в настоящее время для крупнейших платинометалльных месторождений: риф Меренски в Бушвельде, J-M риф интрузии Стиллиуотер и др. Однако в других случаях исследования показывают, что кристаллизация интрузий проходила без поступлений свежих порций магмы в интрузивную камеру (Налдретт, 2003). К массивам такого типа относятся Сонжу-Лейк (Дулутский комплекс), Скаергаард (Гренландия), Великая дайка Зимбабве и рифы AP I и AP II финской интрузии Пенникат. В этих интрузиях слой с ЭПГ-содержащими сульфидами, вероятно, появился в результате нарастания концентрации серы в магме по мере кристаллизации силикатов. А.Дж. Налдретт подчеркивает, что рифы Платинова в Скаергаарде и риф интрузии Сонжу-Лейк образовались высоко в разрезе интрузии, после продолжительного периода фракционной кристаллизации и существенного увеличения концентрации серы, растворенной в остаточной магме (Налдретт, 2003).

Кажется логичным предположить, что в случаях, когда платиноносный риф формируется при участии новой порции магмы, его геохимические характеристики не будут полностью соответствовать подстилающим и перекрывающим породам. Платиноносный риф МВ, как это видно из всего изложенного материала, по содержанию петрогенных компонентов, РЗЭ и РЭ не имеет существенных отличий от выше- и нижележащих по разрезу пород. По нашему мнению, эти данные могут указывать на то, что платиноносный риф МВ, подобно рифам Платинова и Сонжу-Лейк, образовался в ходе фракционной кристаллизации магмы в камере большого объема без поступления дополнительных инъекций магматического расплава.

Исходя из проанализированных геологических (изученных в ходе более ранних работ геологических разрезов массива, в том числе по данным глубокого бурения (Рундквист и др., 2009)) и геохимических данных можно предположить (в самом общем виде) следующий сценарий образования МВ. Представляется вероятным, что крупное (по нашему мнению, лополитообразное) тело кристаллизовалось в спокойной обстановке, в условиях кристаллизационного фракционирования расплава. При этом в нижней части магматической камеры, предположительно, формировались более меланократовые породы, соответствующие разрезу массива Нюд-Поаз: меланократовые нориты, мезократовые нориты, постепенно переходящие в габбронориты. В верхней части камеры постепенно сконцентрировался наиболее лейкократовый остаточный расплав, содержащий серу и халькофильные элементы, которые затем образовали платинометалльный риф. После полной консолидации интрузии произошли тектонические события, связанные с образованием грабенообразного прогиба – Имандра-Варзугской структуры карелид. В результате этих событий юго-восточный маломощный край лополита был оторван от главного тела, перемещен к югу и опущен на глубину нескольких сотен метров. Затем большая часть лополита была эродирована, в результате чего верхняя лейкократовая часть разреза тела и связанный с ней платинометалльный риф сохранились только в опущенном фрагменте. Опущенный фрагмент был погружен под осадочно-вулканогенные породы зоны Имандра-Варзуга, вследствие чего был наклонен в юго-восточном направлении на 9–20°, а его породы интенсивно метаморфизованы.

U-Pb возраст циркона из массива Вурэчуайвенч был определен независимыми методами, в том числе по единичным зернам (Рундквист и др., 2014; 2015). Возраст циркона из проб В-1 и В-2, рассчитанный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, имеет значения 2508 ± 7 (В-1) и 2504 ± 8 (В-2) млн лет и в пределах ошибок измерений является одинаковым.

Кроме геохронологических исследований, для циркона из проб В-1 и В-2 были получены и проанализированы спектры распределения редкоземельных (REE) и ряда других редких элементов с целью общей характеристики источников расплава и этапов магматической эволюции МВ.

Содержание редкоземельных и редких элементов в цирконе определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов) по методикам, приведенным в (Hinton, 1991; Федотова и др., 2008).

Характер спектров распределения REE, нормированных к хондриту, подтверждает магматическую природу исследованного циркона МВ (Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Федотова и др., 2008). Эти данные однозначно свидетельствуют о том, что полученный U-Pb возраст циркона, как из габброноритов, так и из анортозитов, соответствует возрасту кристаллизации расплава в магматической камере.

Литература

89. Балашов Ю.А., Сущевская Н.М. Редкоземельные элементы в стратифицированных ультраосновных интрузиях // Геохимия. 1973. № 12. С. 1823–1830.
90. Бородин Е.В., Изох А.Э., Монгуш А.А. Булкинский перидотит-габбровый массив (Западный Саян) – синколлизийный тип расслоенных интрузивов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 393–408.
91. Гребнев Р.А., Рундквист Т.В., Припачкин П.В. Геохимия основных пород платиноносного массива Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский регион) // Геохимия. 2014. № 9. С. 791–806.
92. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П., Лапина М.И., Лапутина И.П., Муравицкая Г.Н. Платинометалльная минерализация в габброноритах массива Вурэчуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 147–161.
93. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометаллическая минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329–352.
94. Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 416–440.
95. Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В. Основные черты геологического строения месторождения Вурэчуайвенч. Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометаллических месторождений северной части Фенноскандинавии // Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North –TACIS N KA-0197

- «Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 82–87.
96. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта. Вып. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 70–78.
 97. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука, 1982. 279 с.
 98. Кнауф В.В., Давыдов П.С., Иванченко В.Н. Благороднометалльная минерализация на поисковой площади Вуручайвенч. Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта. Вып. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 88–97.
 99. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
 100. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах // Главные типы пород. Породообразующие минералы. Кн. 1. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.
 101. Митрофанов Ф.П. Плюмовые процессы с позиций общей и региональной геологии // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы // Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: Геос, 2003. С. 60–62.
 102. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ. 2003. 487 с.
 103. Петрографический кодекс. Изд. 3-е. СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 194 с.
 104. Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 61–68.
 105. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение: в 2 ч. Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
 106. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского комплекса (Кольский полуостров) – на основе данных кумулюсной стратиграфии // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 51–64.
 107. Рундквист Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U-Pb (ID-TIMS и SHRIMP) датирования бадделеита и циркона // ДАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67–72.
 108. Рундквист Т.В., Балашов Ю.А., Скублов С.Г., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Геохимия и U-Pb возраст циркона из платиноносного массива Вурэчуайвенч, Мончегорский комплекс, Кольский регион // Зап. РМО. 2015. Т. 144. № 3. С. 14–30.
 109. Суханов М.К., Богданова Н.Г., Ляпунов С.М., Ермолаев Б.В. Геохимия редкоземельных элементов формаций автономных анортозитов // Геохимия. 1990. № 2. С. 184–194.
 110. Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 7. С. 1–18.
 111. Чистяков А.В., Суханов М.К., Богатиков О.А., Гриневиц Н.Г., Гроховская Т.Л., Ляпунов С.М., Шарков Е.В. Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в Бураковском расслоенном интрузиве (южная Карелия, Россия) // ДАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 376–381.
 112. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир. 2006. 368 с.
 113. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of the layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. No. 1–4. P. 197–205.
 114. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Miner. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
 115. Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3287–3302.
 116. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of zircon and Igneous and Metamorphic Petro-genesis // Rev. Miner. Geochem. 2003. V. 53. P. 27–62.
 117. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
 118. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Singapore Publ. Ltd. 1993. 352 p.

ГЛАВА X

МИТРОФАНОВИТ, Pt_3Te_4 , – НОВЫЙ МИНЕРАЛ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНОЕ ЧУАРВЫ, ФЕДОРОВО- ПАНСКАЯ ИНТРУЗИЯ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ

Настоящая глава является символическим завершением всей монографии, посвященной увековечиванию памяти большого ученого, именем которого был назван новый минерал. Это открытие было совершено совсем недавно, и редакция не могла не включить такой материал в эту книгу. Изложенные ниже данные опираются на публикацию (Subbotin et al., 2019).

Митрофановит, Pt_3Te_4 , – новый теллурид платины, открытый в малосульфидной вкрапленной руде месторождения Восточное Чуарвы, Федорово-Панская интрузия, Кольский полуостров, Россия. Он образует зерна неправильной формы (размер порядка 20×50 мкм), обычно в виде сростков с мончеитом внутри агрегатов с луккулайсваритом, котульскитом, высоцкитом, брэггитом, кейтконнитом, рустенбургитом и Pt-Fe сплавов внутри халькопирит-пентландит-пирротиновой матрицы. Ассоциирующие силикаты: ортопироксен, авгит, оливин, амфиболы, плагиоклаз. Митрофановит – хрупкий минерал с металлическим блеском и серым прожилком, обладает хорошей спайностью по [001]. В линейно поляризованном свете митрофановит имеет ярко-белый цвет, отражательную способность от средней до высокой, легкий плеохроизм и сильную анизотропию на небазальных участках с серовато-коричневыми оттенками поворота блика; внутреннее отражение отсутствует. Значения коэффициента отражения для синтетического аналога митрофановита в воздушной среде (R_o , R_e' в %): 58.4, 54.6 – при 470 нм; 62.7, 58.0 – при 546 нм; 63.4, 59.1 – при 589 нм; 63.6, 59.5 – при 650 нм. Пятнадцать электронно-зондовых микроанализов митрофановита показали средний состав: Pt – 52.08, Pd – 0.19, Te – 47.08 и Bi – 0.91, в целом 100.27 мас. %, что соответствует формуле $(Pt_{2.91}Pd_{0.02})_{\Sigma 2.93}(Te_{4.02}Bi_{0.05})_{\Sigma 4.07}$ на основе 7 атомов. Средние показатели 11 анализов синтетического аналога: Pt – 52.57 и Te – 47.45, в целом 100.02 мас. %, соответствуют $Pt_{2.94}Te_{4.06}$. Рассчитанная по формуле плотность составляет 11.18 г/см^3 . Минерал кристаллизуется в тригональной сингонии, относится к пространственной группе Rm , при этом a 3.9874 (1), c 35.361 (1) Å, V 486.91 (2) Å³ и Z = 3. Кристаллическая структура расшифрована и уточнена по результатам изучения синтетического Pt_3Te_4 методом рентгеновской порошковой дифрактометрии. По структуре и химическому составу митрофановит близок мончеиту ($PtTe_2$). Наиболее интенсивные линии на порошковой дифрактограмме синтетического митрофановита [d в Å (hkl): 11.790(23)(003), 5.891(100)(006), 2.851(26)(107), 2.137(16)(1013), 2.039(18)(0114), 1.574(24)(0120), 1.3098(21)(0027)]. Структурное сходство природного митрофановита с синтетическим Pt_3Te_4 подтвердили результаты изучения природного образца методом дифракции обратно рассеянных электронов (ДОРЭ). Минерал назван в честь Феликса Петровича Митрофанова, академика РАН, выдающегося российского геолога и организатора науки, внесшего большой вклад в открытие месторождений платины и палладия в Федорово-Панском комплексе.

Введение

Митрофановит, Pt_3Te_4 , – новый минерал платиновой группы (МП 11), обнаруженный в малосульфидной руде месторождения Восточное Чуарвы, Федорово-Панская интрузия, Кольский полуостров, Россия (координаты: 67°24'30» с.ш. 36°03'00» в.д.). Федорово-Панский комплекс относится к группе палеопротерозойских расслоенных интрузий, распространенных в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Со многими подобными интрузиями связа-

ны Cu-Ni-ЭПГ месторождения, например, Пеникат, Портимо, Мончегорское (Мончеплутон), Коиллисмаа (Alapieti and Lahtinen, 2002).

Федорово-Панская интрузия (рис. 1) имеет протяженность 80 км при ширине 0.5–8 км, падение юго-западное. Интрузия состоит из трех отдельных массивов: Федорова Тундра, Западно-Панский и Восточно-Панский блоки. Малосульфидные Cu-Ni-ЭПГ месторождения были открыты в краевых такситовых породах Федоровой Тундры и в нижних расслоенных частях основных пород Западно-Панского и Восточно-Панского массивов. Месторождение Восточное Чуарвы расположено в нижней части Восточно-Панского массива.

ЭПГ минерализация месторождения Восточное Чуарвы обнаружена ОАО «Пана» и Геологическим институтом КНЦ РАН в 1995–2002 гг. Дальнейшая разработка ЭПГ месторождения Восточное Чуарвы производилась в 2004–2006 гг. «Кольской горно-геологической компанией» (Ward et al., 2008; Kazanov and Kalinin, 2008). Место отбора пробы показано на рисунке 2.

Главное рудное тело приурочено к контактной зоне габбронорита, который обладает пойкилитовой или массивной текстурой. ЭПГ-Cu-Ni минерализация прослежена до глубины 350 и 90 м вдоль простириания. Мощность оруденелого тела варьирует до 16 м.

Малосульфидные руды представлены в основном пирротинном, халькопиритом и пентландитом (в порядке распространенности), при этом общие средние содержания этих сульфидов в руде составляют 0.6 % по весу. ЭПГ-обогащенные фазы: брэггит, высоцкит, сперрилит, стиллуотерит, мончеит, котульскит, более двадцати минералов и фаз платиновых металлов, а также Pd-содержащий пентландит (среднее содержание Pd – 4900 г/т, варьирует от 1000 до 16400 г/т – данные электронно-зондового микроанализа).

Как минерал, так и его название одобрены Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (CNMNC IMA) (No 2017-112). Голотип митрофановита (аншлиф) хранится в Минералогическом музее им. Ферсмана, Россия, регистрационный номер 5141/1.

Форма нахождения

Митрофановит был обнаружен в образце оруденелого оливин-содержащего габбронорита, отобранного из месторождения Восточное Чуарвы. Он содержит агрегаты вкрапленного пентландит-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Федорово-Панской интрузии.

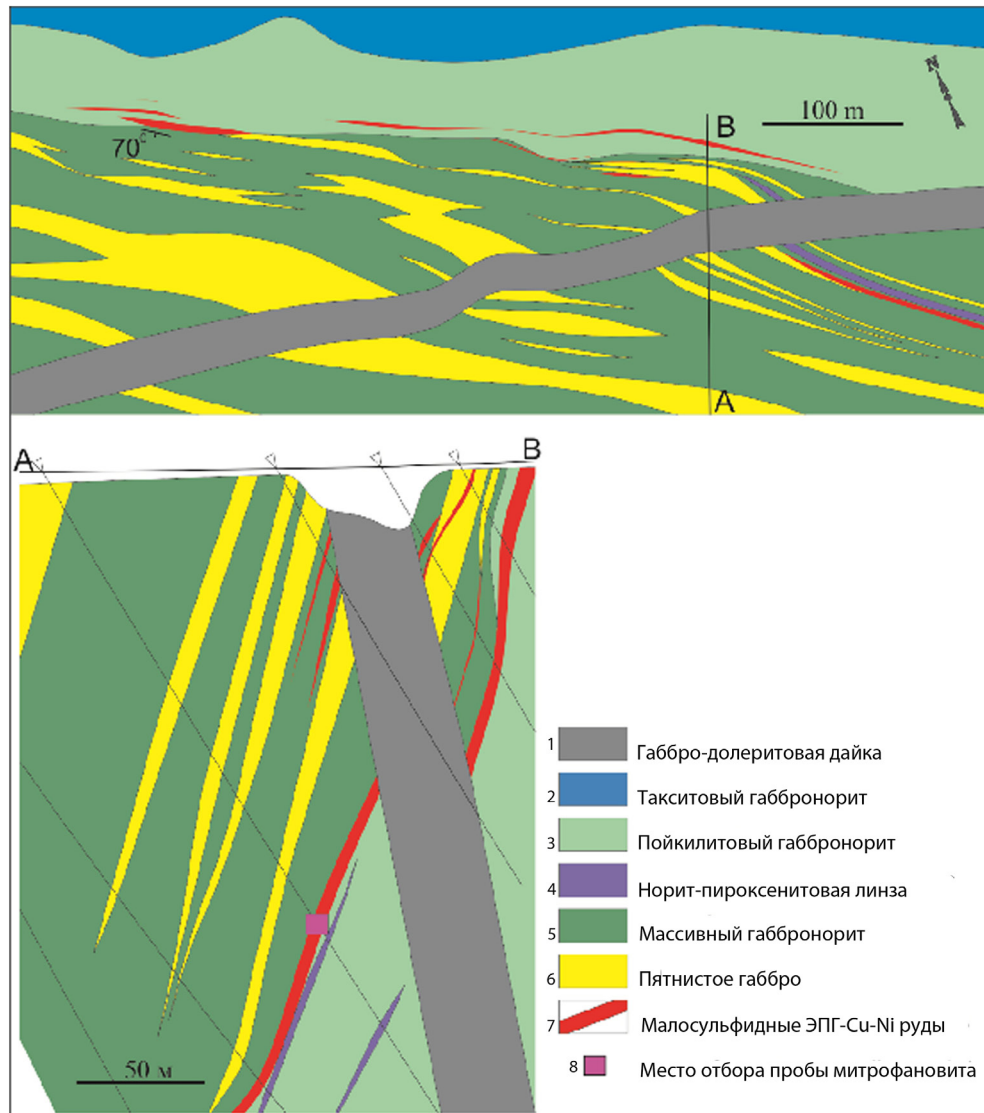


Рис. 2. Геологическая карта и профиль (А-В) месторождения Восточные Чуарвы
(по Kazanov and Kalinin, 2008; Ward et al., 2008).

пирротин-халькопирита и зерна агрегатов различных разновидностей МПГ (до 0.2 мм в поперечнике; рис. 3 А).

Митрофановит находится в ассоциации с Au-Ag и Pt-Fe сплавами, рустенбургитом, мончеитом, обогащенным Pb котульскитом, кейтконнитом, луккулайсваритом, брэггитом, висоцкитом; породообразующие силикаты: ортопироксен, авгит, оливин, амфиболы, плагиоклаз. Минерализованная вмещающая порода достаточно слабо метаморфизованная. Признаков вторичных постмагматических изменений не обнаружено.

Генетические особенности

Митрофановит относится к малосульфидной Cu-Ni-ЭПГ минерализации в нижней расслоенной зоне Восточно-Панского массива. Данная рудная зона рифового типа, вероятно сформировалась в результате обособления сульфидных капель в ходе кристаллизации основной магмы (Naldrett, 2004).

По сравнению с Киевеем, Северным Каменником и Федоровским месторождением, содержание ЭПГ в малосульфидных ЭПГ рудах месторождения Восточное Чуарвы в 1.5–2.5 раза выше (главным образом, вследствие более высокого содержания Pt) при вдвое меньшей концентрации Cu, Ni и S. Характерными особенностями минерализации являются крайне варьирующие содержания

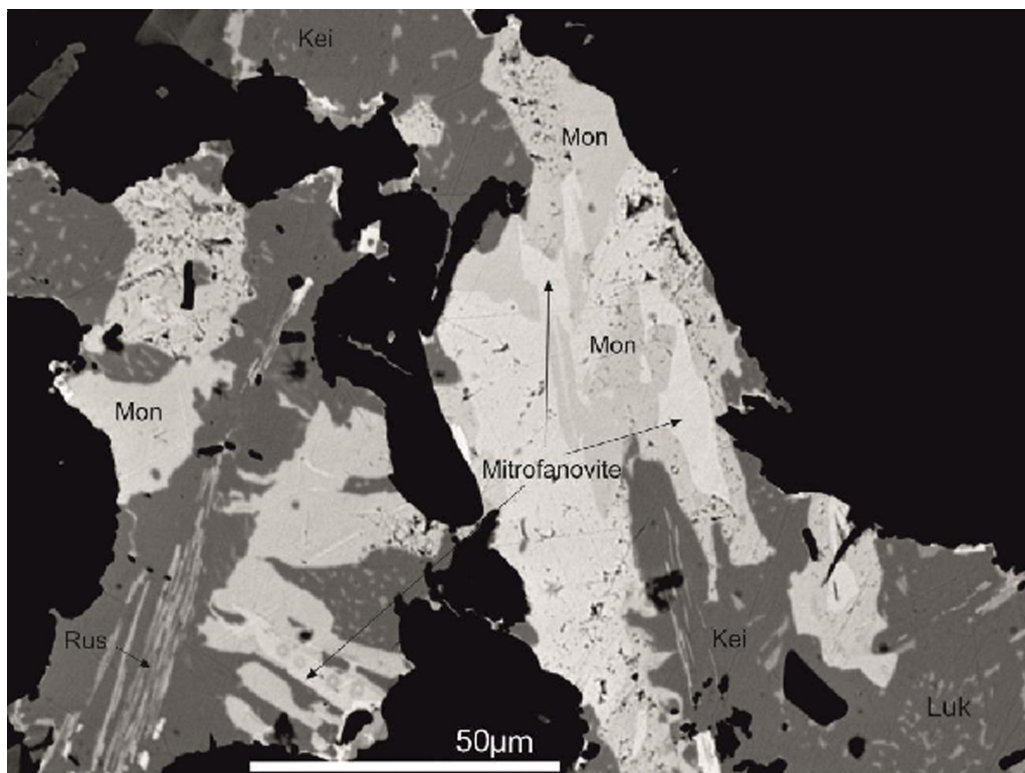


Рис. 3. Изображения ДОРЭ в режиме BEI: митрофановит и ассоциирующие минералы (mon – мончеит, kei – кейтконнит, luk – луккулайсваарит, rus – рустенбургит).

сульфидов и других минералов, а также обогащение Pt. В руде месторождения Восточное Чуарвы среднее значение соотношения Pd/Pt составляет 2.5, а в рудах других месторождений – от 4.4 до 6.7 (Kazanov and Kalinin, 2008). Таким образом, формирование митрофановита может являться результатом относительного избытка Pt и нехватки S в ходе образования ЭПГ-минерализации в месторождении Восточное Чуарвы. Согласно экспериментальным данным, фаза Pt_3Te_4 стабильна до 985 °C (Bhan et al., 1969).

Внешний вид, физические и оптические свойства

В аншлифе митрофановит (7 выявленных зерен) образует зерна неправильной формы (размером до 20 × 50 мкм) в сростках с мончеитом внутри агрегатов с луккулайсвааритом, котульски-том, висоцкитом, брэггитом, кейтконнитом, рустенбургитом и Pt-Fe сплавами внутри халькопирит-пентландит-пирротиновой матрицы (рис. 3).

Небольшие размеры зерен и сростание с другими рудными минералами не позволяют определить физические свойства митрофановита на природном материале.

Митрофановит – непрозрачный минерал с металлическим блеском. Синтетический аналог в порошке имеет серый цвет, наблюдается серый прожилок. Минерал хрупкий. Обладает хорошей спайностью по [001]. Плотность, рассчитанная на основе эмпирической формулы и размеров ячеек синтетического аналога митрофановита, составляет 11.18 г/см³.

В плоскополяризованном свете митрофановит имеет ярко-белый цвет, отражательную способность от средней до высокой, легкий плеохроизм и сильную анизотропию на небазальных участках с серовато-коричневыми оттенками. Внутреннее отражение не наблюдается. Значения коэффициента отражения были измерены в воздушной среде как для митрофановита, так и для его синтетического аналога с помощью стандарта WTiC, используя диодно-матричный спектрометр J & M TIDAS, подключенный к микроскопу Zeiss Axiotron. Результаты представлены в таблице 1. Единственное зерно природного материала, которое можно было измерить, представляет собой ба-

зальное сечение (Ro), однако полученные значения слабо соответствуют Ro синтетического аналога. Причиной этому могут быть малые размеры зерен и сложность подготовки идеально ровной поверхности полифазного участка природного образца.

Химический состав

Электронно-зондовый микроанализ (ЭЗМА) проводился с помощью электронно-зондового микроанализатора CAMECA SX-100, при диаметре пучка электронов 1–2 мкм. В качестве стандартов использовались чистые элементы. Концентрации были рассчитаны на PtM_a, PdL_a, TeL_a и ViM_a, при ускоряющем напряжении 15 кэВ, током пучка 10 нА на коллекторе Фарадея. Другие элементы – ниже уровня определения.

Таблица 1. Отражательная способность митрофановита (зерно 3 в табл. 2) и его синтетического аналога, значения Комиссии по рудной минералогии (СOM) выделены жирным шрифтом

λ _{нм} (нм)	Природный	Синтетический	
	Ro (%)	Ro (%)	Re' (%)
400	51.4	52.6	49.0
420	52.9	54.6	51.0
440	54.0	56.2	52.6
460	55.0	57.7	54.0
470	55.5	58.4	54.6
480	56.0	59.1	55.1
500	57.0	60.5	56.1
520	57.9	61.7	57.0
540	58.6	62.5	57.8
546	58.8	62.7	58
560	59.2	63.1	58.4
580	59.8	63.3	58.9
589	60.1	63.4	59.1
600	60.3	63.5	59.3
620	60.7	63.6	59.5
640	61.1	63.6	59.5
650	61.4	63.6	59.5
660	61.6	63.6	59.5
680	61.8	63.6	59.5
700	61.9	63.6	59.5

Результаты ЭЗМА приведены в таблице 2, данные ЭЗМА по природному материалу были получены из трех разных зерен. Эмпирическая формула среднего состава, вычисленная исходя из семи атомов формульного количества – (Pt_{2.91}Pd_{0.02})_{Σ 2.93}(Te_{4.02}Vi_{0.05})_{Σ 4.07} для митрофановита и Pt_{2.94}Te_{4.06} для его синтетического аналога, при идеальной формуле Pt₃Te₄. Вероятно, данная фаза образует твердый раствор, который может свидетельствовать о незначительной нестехиометрии в формуле.

Синтетический аналог

Синтетический Pt₃Te₄ был подготовлен в запаянной трубке в горизонтальной печи в Лаборатории экспериментальной минералогии Чешской геологической службы (г. Прага). Чтобы предот

Таблица 2. Электронно-зондовые микроанализы митрофановита и его синтетического аналога

Природный образец										
№ п/п	Pt	Pd	Te	Bi	Сумма	Pt	Pd	Te	Bi	
	мас. %					ат. %				
Зерно 1										
1	52.33	0.18	47.12	0.60	100.22	41.78	0.26	57.52	0.45	
2	51.55	0.18	47.17	0.70	99.60	41.36	0.27	57.85	0.52	
3	52.20	0.24	47.45	0.62	100.50	41.51	0.35	57.69	0.46	
4	51.85	0.19	47.27	0.71	100.01	41.44	0.27	57.76	0.53	
5	52.05	0.15	47.13	0.98	100.31	41.54	0.22	57.51	0.73	
Зерно 2										
6	51.72	0.19	46.77	1.23	99.92	41.47	0.28	57.33	0.92	
7	51.66	0.16	47.45	0.87	100.13	41.23	0.23	57.90	0.64	
8	53.00	0.09	46.20	1.42	100.71	42.36	0.13	56.45	1.06	
9	52.38	0.12	46.68	0.82	100.00	42.00	0.18	57.22	0.61	
10	51.28	0.13	47.17	0.84	99.41	41.22	0.19	57.97	0.63	
Зерно 3										
11	51.70	0.19	46.86	0.97	99.72	41.49	0.28	57.50	0.73	
12	52.32	0.29	47.27	1.14	101.02	41.46	0.43	57.27	0.84	
13	51.63	0.26	47.33	1.11	100.33	41.13	0.38	57.66	0.83	
14	53.25	0.23	47.05	0.91	101.44	42.11	0.34	56.88	0.67	
15	52.31	0.20	47.34	0.81	100.66	41.58	0.29	57.53	0.60	
Среднее	52.08	0.19	47.08	0.91	100.27	41.58	0.27	57.47	0.68	
Станд. откл.	0.52	0.05	0.32	0.23	–	0.33	0.08	0.39	0.17	
Синтетический образец (n = 11)										
	Pt		Te		Сумма	Pt		Te		
	мас. %					ат. %				
Среднее	52.57		47.45		100.02	42.02		57.98		
Диапазон	51.82–53.51		47.07–47.93		–	41.68–42.40		57.60–58.32		
Станд. откл.	0.43		0.20		0.20	0.20		0.43		

вратить потери материала при испарении в ходе эксперимента, в трубке сократили свободное пространство, отгородив навеску плотно прилегающей перегородкой из кварцевого стекла. Температура измерялась с помощью Pt-PtRh термопар с точностью порядка $\pm 3^\circ\text{C}$. Навеска массой 400 мг была тщательно отобрана из самородных элементов. В качестве химических реагентов мы использовали платиновый порошок (Aldrich Chem. Co., 99.995 % чистоты) и слиток теллура (Aldrich Chem. Co., 99.95 % чистоты). Исходную смесь сначала плавляли при температуре 1000°C в течение 2 дней, после охлаждения измельчили в агатовой ступке под действием ацетона, а затем вновь нагревали до 400°C на протяжении 5 месяцев. Образец был охлажден путем помещения капсулы в холодную воду.

Рентгеновская кристаллография

Попытка выделить наиболее крупное зерно митрофановита и получить данные рентгеновской дифрактометрии для монокристалла не увенчалась успехом. Малый размер других зерен митрофановита, полностью сросшихся с мончеитом и другими МПГ, не позволил выделить минерал и изучить его непосредственно методом рентгеновской дифракции. В связи с этим соответствующий кристаллографический и структурный анализ проводился с использованием синтетической

фазы Pt₃Te₄. Порошковые рентгенодифракционные данные были также получены на основе изучения синтетического Pt₃Te₄.

Порошковая рентгеновская дифрактометрия синтетического Pt₃Te₄, используемая для уточнения структуры, проводилась с помощью фокусировки рентгеновский лучей по Бреггу–Брентано на дифрактометре Bruker D8 Advance, оборудованном детектором LynxEye XE с использованием CuK α радиации. Данные были получены в диапазоне углов съемки от 5 до 100°2 θ . Более подробно собранные данные и основные сведения по кристаллографии приведены в таблице 3.

Таблица 3. Набор порошковых дифракционных данных по методу Ритвельда для синтетического аналога митрофановита

Тип излучения, источник	Рентгеновское, CuK α
Параметры генератора	40 кВ, 30 мА
Диапазон 2 θ (°)	5–100
Шаг (°)	0.0153
Сведения по кристаллографии	
Пространственная группа	R $\bar{3}m$ (No. 166)
Содержимое элементарной ячейки	Pt ₃ Te ₄ , Z = 3
Параметры элементарной ячейки (Å)	$a = 3.9874(1)^*$, 3.988** $c = 35.361(1)^*$, 35.39**
Объем элементарной ячейки (Å ³)	486.91(2)*, 487,44**
Метод Ритвельда	
Количество отражений	89
Количество структурных параметров	4
Количество профильных параметров	6
R _{Bragg}	0.110
R _p	0.104
R _{wp}	0.152
Система взвешивания	1/y _o

Примечание. * – настоящее исследование; ** – данные по (Cenzual et al., 1990).

Кристаллическая структура Pt₃Te₄ уточнялась методом Ритвельда в программе FullProf (Rodriguez-Carvajal, 2006). Исходная структурная модель митрофановита (Pt₃Te₄) взята из работы (Cenzual et al., 1990). Функция псевдо-Войта использовалась для генерации формы дифракционных пиков для последующего уточнения методом Ритвельда. Описание фона производилось методом линейной интерполяции между определенными точками фона. К уточняемым параметрам относится описание формы и ширины пика, асимметрии пика, параметры элементарной ячейки, три фракциональных координаты, преимущественная ориентация [001] и изотропный фактор смещения. Финальные циклы уточнения сошлись к факторам расходимости: R_{Bragg} = 0.110, «профильный-взвешенный» R_{wp} = 0.152 и «профильный» R_p = 0.104 факторы. Уточнение выявило 9.5 мас. % примеси PtTe₂ в изучаемом образце синтетического аналога митрофановита. Сведения о кристаллической структуре приведены в таблице 4, рисунок 4 показывает финальную дифрактограмму Ритвельда. На рисунке 5 приводится сравнение порошковых рентгенодифракционных данных синтетического Pt₃Te₄, полученных в этой работе, и сведений из Базы данных ICDD PDF-2, карточка № 01-088-2264 (ICDD 2018) (табл. 5), содержащая порошковые дифракционные данные по структурной модели Pt₃Te₄ (Cenzual et al., 1990). Порошковые дифракционные данные в работе (Cenzual et al., 1990) не приводятся. Разную интенсивность (например, дифракция 006, 009) можно объяснить преимущественной ориентацией [001] в полученной порошковой дифрактограмме синтетического Pt₃Te₄.

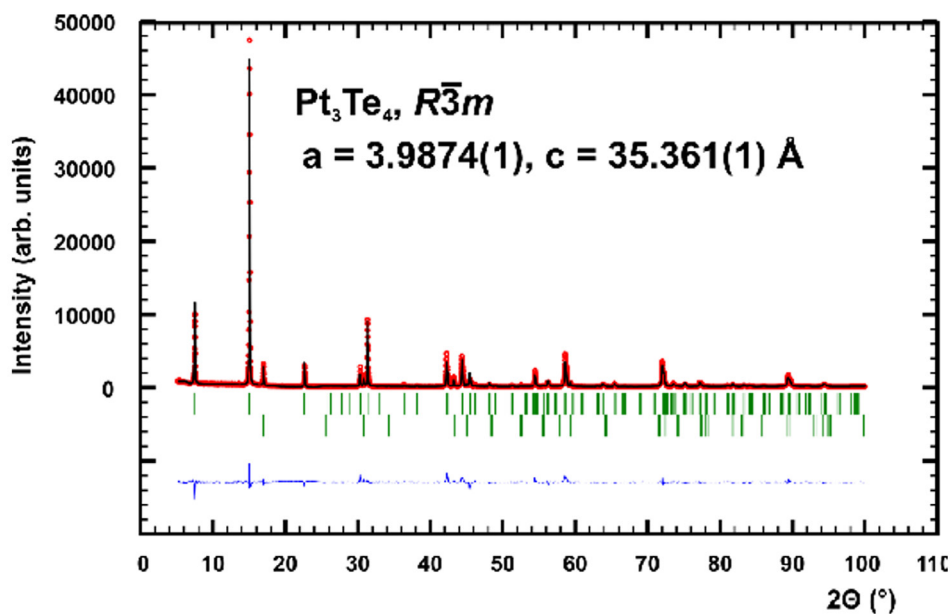


Рис. 4. Наблюдаемые (красные кружки), вычисленные (сплошная линия) и профили по методу Ритвельда синтетического аналога митрофановита. Верхние маркировки отражений соответствуют митрофановиту, нижние маркировки – примеси PtTe_2 (9.5 мас. %).

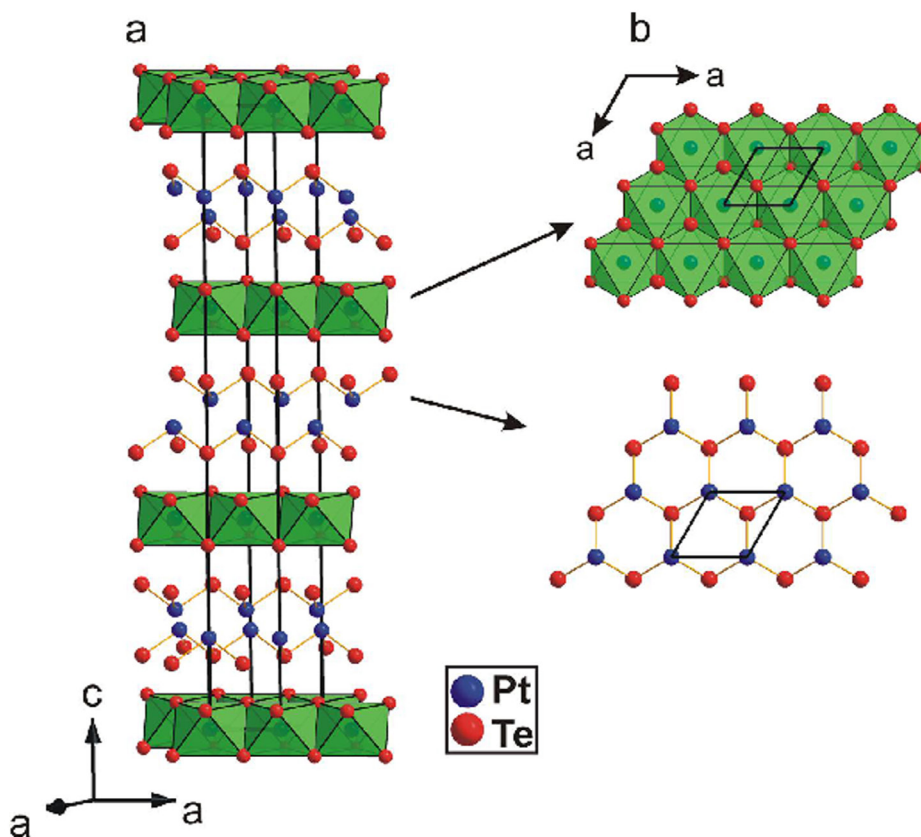


Рис. 5. а – кристаллическая структура митрофановита, демонстрирующая $[\text{Pt}(2)\text{Te}_6]$ октаэдры и $[\text{Pt}(1)\text{Te}_3]$ тригональные пирамиды. б – детальное изображение вдоль оси c , показывающее один слой, состоящий из $[\text{Pt}(2)\text{Te}_6]$ октаэдров и $[\text{Pt}(1)\text{Te}_3]$ и тригональных пирамид соответственно.

Таблица 4. Фракциональные координаты и анизотропный фактор смещения (Å²) синтетического митрофановита

Атом	Позиция Вайкоффа	x	y	z	U _{изо} *
Pt(1)	6c	0	0	0.1461(2)	0.0051(4)
Pt(2)	3a	0	0	0	0.0051(4)
Te(1)	6c	0	0	0.2959(3)	0.0051(4)
Te(2)	6c	0	0	0.4443(3)	0.0051(4)

Примечание. * – изотропные факторы смещения всех атомов принимаются равными.

Кристаллическая структура

Подтверждена тригональная структура модели (Cenzual et al., 1990) для Pt₃Te₄. Уточненные фракциональные координаты (только координаты z атомов Pt(1), Te(1) и Te(2)) отклоняются не более чем на 0.01 от стартовых значений, несмотря на то, что значения параметра элементарной ячейки, которые мы приводили, были несколько ниже (32.363(1) по сравнению с 35.39 Å). Это может объясняться разными методами синтеза.

Кристаллическая структура митрофановита изображена на рисунке 5. Атом Pt(1) демонстрирует тригонально-пирамидальную координацию с атомами Te(2) на расстоянии 2.616(6) Å, в то время как атом Pt(2) образует октаэдр [Pt(2)Te₆] с расстоянием между атомами Pt-Te(1) 2.656(5) Å. Структуру митрофановита можно описать как сросток со структурными мотивами, обнаруженными в PtTe (Cenzual et al., 1990) (т.е. слои тригональных пирамид [Pt(1)Te₃] с общим углом) и в синтетическом аналоге мончеита, PtTe₂ (Gronvold et al., 1960) (т. е. слои сопряженных октаэдров [Pt(2)Te₆]). В структуре митрофановита наблюдается чередование этих слоев вдоль оси **c**. В результирующей атомной структуре митрофановита наблюдается чередование слоев АВВАВВАВВ (А: [Pt(2)Te₆] октаэдры В: [Pt(1)Te₃] пирамиды) внутри элементарной ячейки, что отвечает стехиометрии Pt₃Te₄. Как показано на рисунке 5 а, пирамиды [Pt(1)Te₃] образуют двойной слой с чередованием TePtPtTe, демонстрируя Pt-Pt контакты с 2.723(5) Å. Данное расстояние немного меньше, чем расстояние 2.774 Å, наблюдаемое в структуре элементарной Pt (Owen and Yates, 1933). Октаэдры [Pt(2)Te₆] и пирамиды [Pt(1)Te₃] соединяет система Te-Te связей с 3.473(9) Å. Это расстояние значительно больше, чем расстояние 2.834 Å, наблюдаемое в природном Te (Adenis et al., 1989), и сопоставимо с расстоянием прослоя Te-Te 3.543 Å, обнаруженном в вавжините, Ni₂SbTe₂ (Laufek et al., 2007). Слабая связь атомов Te, параллельных оси **c** идеально согласуется с наблюдаемой спайностью по [001] и строго преимущественной ориентацией [001] в порошковой дифрактограмме синтетического митрофановита.

Митрофановит наиболее близок мончеиту PtTe₂ (Генкин и др., 1963; Gronvold et al., 1960). Оба минерала кристаллизуются в расслоенных структурах, вмещающих пласты сопряженных октаэдров [PtTe₆]. Двойной слой с чередованием TePtPtTe и небольшим контактом металлов в структуре митрофановита близок по строению слою в висмута-теллуридах, таких как цумоит BiTe (Shimazaki and Ozawa, 1978). Тем не менее, кристаллические структуры обоих минералов имеют определенные различия. В структуру цумоита входит октаэдрический двуслойный Bi₂Te₃, где Bi имеет слегка эксцентрическую октаэдрическую координацию, в то время как в митрофановите наблюдается единственный октаэдрический слой, где Pt имеет октаэдрическую координацию с высокой симметрией.

Подтверждение идентичности природного и синтетического митрофановита

Структурная идентичность синтетического Pt₃Te₄ и природного материала подтверждена методом дифракции обратно рассеянных электронов (ДОРЭ). Для этого мы использовали сканирующий электронный микроскоп TESCAN Mira 3GMU с системой ДОРЭ (детектор NordlysNano, Ох

Таблица 5. Сравнительный анализ данных рентгеновской порошковой дифрактометрии синтетического Pt_3Te_4 , полученных в настоящем исследовании, и сведений Базы данных ICDD PDF-2, карточка № 01-088-2264, которые были рассчитаны для структурной модели (Cenzual et al., 1990). Отражения $I < 1$, в таблице не указаны

Настоящее исследование							PDF-2 01-088-2264				
h	k	l	$I_{(набл)}$	$I_{(выч)}$	$d_{(набл)}$	$d_{(выч)}$	h	k	l	$I_{(выч)}$	$d_{(выч)}$
0	0	3	23	25	11.7902	11.7872	0	0	3	2	11.7967
0	0	6	100	100	5.8914	5.8936	0	0	6	12	5.8983
0	0	9	11	8	3.9284	3.9291	0	0	9	1	3.9322
–	–	–	–	–	–	–	1	0	1	2	3.4373
–	–	–	–	–	–	–	0	1	2	1	3.3897
0	0	12	7	5	2.9468	2.9468	0	0	12	1	2.9491
1	0	7	26	25	2.8509	2.8508	1	0	7	100	2.8518
1	0	10	1	1	2.4709	2.4706	1	0	10	2	2.4717
–	–	–	–	–	–	–	0	1	11	1	2.3541
1	0	13	16	13	2.1369	2.1368	1	0	13	22	2.1379
0	1	14	18	14	2.0387	2.0387	0	1	14	31	2.0398
1	1	0	4	7	1.9937	1.9937	1	1	0	53	1.9940
–	–	–	–	–	–	–	0	0	18	1	1.9661
1	1	6	1	2	1.8890	1.8886	1	1	6	10	1.8889
–	–	–	–	–	–	–	1	0	16	1	1.8626
–	–	–	–	–	–	–	0	1	17	1	1.7829
–	–	–	–	–	–	–	1	1	9	2	1.7784
0	0	21	9	8	1.6841	1.6839	0	0	21	3	1.6852
–	–	–	–	–	–	–	1	1	12	1	1.6518
–	–	–	–	–	–	–	1	0	19	2	1.6394
0	2	7	3	4	1.6340	1.6338	0	2	7	27	1.6341
0	1	20	24	19	1.5738	1.5738	0	1	20	19	1.5748
–	–	–	–	–	–	–	0	2	10	1	1.5519
–	–	–	–	–	–	–	1	0	22	8	1.4582
0	2	13	2	2	1.4579	1.4577	0	2	13	8	1.4582
2	0	14	2	2	1.4255	1.4254	2	0	14	11	1.42590
–	–	–	–	–	–	–	0	2	16	1	1.3611
–	–	–	–	–	–	–	2	0	17	1	1.32910
–	–	–	–	–	–	–	1	0	25	5	1.3107
0	0	27	21	20	1.3098	1.3097	0	0	27	5	1.3107
1	1	21	3	3	1.2865	1.2865	1	1	21	7	1.2871
2	1	7	3	4	1.2639	1.2637	2	1	7	24	1.2639
2	0	20	4	4	1.2353	1.2353	2	0	20	9	1.2358
1	0	28	1	1	1.1860	1.1861	1	0	28	1	1.1869

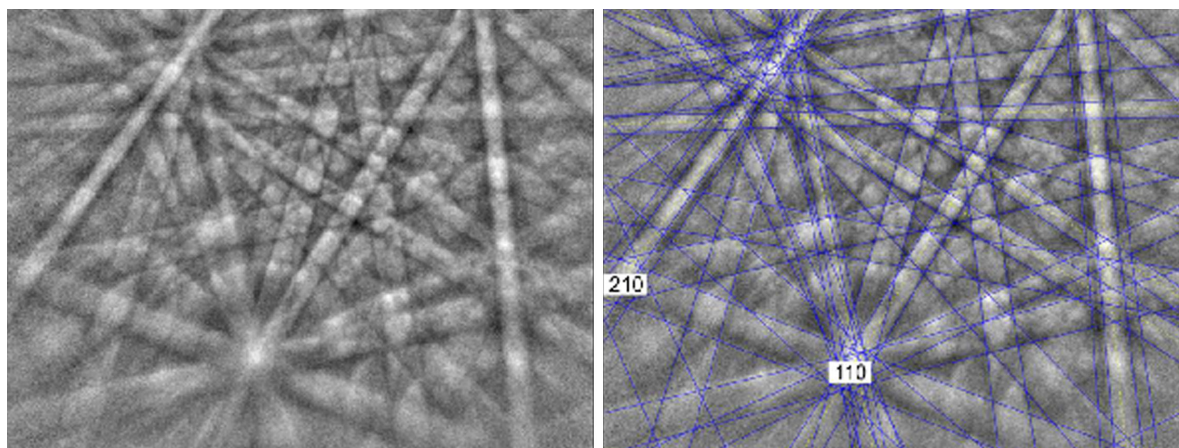


Рис. 6. Картина ДОРЭ митрофановита; справа – проиндексированные полосы Кикучи.

ford Instruments). Для того чтобы убрать повреждения поверхности от предыдущей обработки, природный образец был подготовлен к изучению путем полировки его поверхности коллоидным диоксидом кремния (OP-U) в течение 20 минут. Картины ДОРЭ получены и обработаны с помощью закрытой компьютерной программы AZtec HKL (Oxford Instruments). Рассчитанные по дифракционным данным пространственные углы сопоставили со значениями синтетического Pt_3Te_4 с 46 отражениями, для того чтобы проиндексировать данные. Обнаружено, что Кикучи-картины, полученные для природного образца (4 измерения в разных точках природного митрофановита), соответствуют картинам, сгенерированным для структуры синтетического Pt_3Te_4 , установленной по результатам нашего анализа его кристаллической структуры (рис. 6). Значения среднего отклонения угла (критерий соответствия СОУ в растворе) между вычисленными и измеренными полосами Кикучи варьируют от 0.30 до 0.61° . Выявлено очень хорошее совпадение этих значений; значения среднего отклонения угла $< 1^\circ$, что в пределах допустимого.

Результаты исследований методом ДОРЭ, идентичность химических и оптических свойств подтвердили соответствие природного и синтетического материала и, таким образом, дают право использовать синтетическую фазу для полной характеристики митрофановита.

Литература

1. Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М. Мончеит и котульскит – новые минералы и состав майченерита // Зап. Всесоюзного минералогического общества. 1963. Т. 92. С. 33–50.
2. Adenis C., Langer V., Lindqvist O. Reinvestigation of the structure of tellurium // Acta Crystallographica. 1989. V. 45. P. 941–942.
3. Alapieti T.T., Lahtinen J.J. Platinum-Group Element mineralization in layered intrusions of Northern Finland and the Kola Peninsula, Russia / L.J. Cabri (ed.) // The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special. 2002. V. 54. P. 507–546.
4. Bhan S., Godecke T., Schubert K. Konstitution einiger Mischungen des Platins mit b-Elementen (B = Sn, Sb, Te) // Journal of Less-Common Metals. 1969. V. 19. P. 121–140.
5. Cenxual K., Gelato L.M., Penzo M. and Parthe E. Overlooked trigonal symmetry in structures reported with monoclinic centered Bravais lattices; trigonal description of Li_8Pb_3 , PtTe, Pt_3Te_4 , Pt_2Te_3 , $LiFe_6Ge_4$, $LiFe_6Ge_5$, $CaGa_6Te_{10}$ and $La_{3.266}Mn_{1.1}S_6$ // Zeitschrift für Kristallographie. 1990. V. 193 (3–4). P. 217–242.
6. Grønvold F., Haraldsen H., Kjekshus A. On the Sulfides, Selenides, and Tellurides of Platinum // Acta.chem. scand. V. 14. P. 1879–1893.
7. ICDD (2018) PDF-2 2018 (Database), International Centre for Diffraction Data, Newton Square, PA, USA.
8. Kazanov O., Kalinin A. The structure and PGE mineralization of the East Pansky layered massif // An Interreg Tacis Project: strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North. Project publication, volume I. Apatity: KSC RAS, 2008. P. 57–68.

9. Laufek F., Drabek M., Skala R., Haloda J., Taborsky Z., Cisafova I. Vavfinite, Ni_2SbTe_2 , a new mineral species from the Kunratice Cu-Ni sulfide deposit, Czech Republic // *The Canadian Mineralogist*. 2007. V. 45. P. 1213–1219.
10. Naldrett A.J. Magmatic sulphide deposits: geology, geochemistry and exploration. Springer Verlag. 2004. 728 p.
11. Owen E.A., Yates E.L. Precision measurements of crystal parameters // *Philosophical Magazine*. 1933 V. 15. P. 472–488.
12. Rodriguez-Carvajal J. Full Prof .2k Rietveld profile matching & integrated intensities refinement of X-ray and/or neutron data (powder and/or single-crystal) Laboratoire Leon Brillouin, Centre d'Etudes de Saclay, Gif-sur-Yvette. 2006.
13. Shimazaki H., Ozawa T. Tsumoite, $BiTe$, a new mineral from Tsumo mine, Japan // *American Mineralogist*. 1978. V. 63. P. 1162–1165.
14. Subbotin, V., Vymazalová, A., Laufek, F., Savchenko, Y., Stanley, C., Gabov, D., & Plášil, J. Mitrofanovite, Pt_3Te_4 , a new mineral from the East Chuarvy deposit, Fedorovo–Pana intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2019. V. 83 (4). P. 523–530. doi:10.1180/mgm.2018.150.
15. Ward M., McLaughlin D., Kalinin A., Kazanov O., Voitekhovich V. Kola Mining-Geological Company LTD (KMGC) – prospecting for PGE in the eastern part of Pansky Tundra area // *An Interreg Tacis Project: strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North*. Project publication. V. I. Apatity: KSC RAS. 2008. P. 52–55.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог изложенным в настоящей книге материалам исследований, авторы хотели бы еще раз подчеркнуть, что большинство из них было выполнено либо при непосредственном участии, либо под общим руководством академика РАН, директора Геологического института КНЦ РАН, а затем советника-консультанта РАН – Феликса Петровича Митрофанова. Благодаря этим работам за последние годы учениками Феликса Петровича в рамках обозначенных научных направлений уже получен целый ряд новых интересных результатов. Главное, что необходимо было подчеркнуть – это глубоко научный подход академика Митрофанова к изучению любой проблемы – от общей фундаментальной проработки к перспективному прогнозу и открытию конкретного месторождения и даже отдельного минерала.

Безусловно, главной фундаментальной темой исследований Феликса Петровича являлось развитие применительно к северо-восточной части Балтийского щита концепции мантийных плюмов, которая могла объяснить широкое проявление основного магматизма на значительном удалении от границ литосферных плит. Этот подход позволил Ф.П. Митрофанову обосновать выделение Восточно-Скандинавской базитовой обширной изверженной провинции (ВСкБОИП), а также ее составной части – Кольской платинометалльной провинции. Применение традиционных и новых методик геохронологических исследований дало возможность существенно уточнить стадийность магматических процессов, проходивших в раннем протерозое в пределах современной части Балтийского щита, определить глубинные источники исходных магм и оценить временные промежутки формирования интрузий с комплексной Cu-Ni-ЭПГ-Cr-Fe-Ti-V минерализацией. Благодаря таким исследованиям удалось наметить объекты, наиболее перспективные на обнаружение промышленно значимых концентраций стратегических металлов, прежде всего Pd и Pt.

Одним из таких важных объектов стал ныне широко известный в литературе Федорово-Панский расслоенный комплекс (ФПРК). Благодаря усилиям Ф.П. Митрофанова здесь в начале 1990-х начались интенсивные поисково-разведочные работы на ЭПГ. В результате в начале 2000-х в пределах ФПРК было открыто и поставлено на государственный баланс три месторождения ЭПГ – Федоровотундровское, Киевей и Восточное Чуарвы, первое из которых является крупнейшим в Европе. Геологии, петрографии, минералогии и геохимии (включая геохронологию) этих месторождений посвящены отдельные главы настоящей книги.

Еще одним интересным объектом в отношении комплексного стратегического минерального сырья является палеопротерозойский Мончегорский ультрамафит-мафитовый комплекс (МРК), изучение которого также курировал Ф.П. Митрофанов. Во многом благодаря работам его учеников в пределах МРК было поставлено на государственный баланс месторождение ЭПГ массива Вурэчуайвенч, которому в книге посвящена глава. Кроме этого, рассмотрены также особенности геологического строения, минералогии ЭПГ и приведены результаты изотопно-геохимических исследований по другим перспективным объектам МРК – месторождению Лойпишнюн и «критическому горизонту» массива Нюд.

Помимо изучения расслоенных интрузий с ЭПГ-минерализацией, не менее важным являлось исследование и других массивов ВСкБОИП, таких как Имандровский лополит. Следует подчеркнуть, что принадлежность того или иного интрузива к крупнейшим расслоенным комплексам (Главному хребту, Мончегорскому, Имандровскому) часто является предметом многолетних дискуссий. В этом случае решению спорных вопросов могут помочь углубленные петрогеохимические и изотопно-геохронологические исследования, что наглядно продемонстрировано в материале, посвященном массиву Оспе-Лувтуайвенч.

Заключительная глава настоящей книги демонстрирует не только торжество упомянутых выше подходов Ф.П. Митрофанова к организации научной работы (от фундаментальной концепции – к открытию новых месторождений), но и является своеобразной данью памяти его учеников. Открытый ими в одном из месторождений ФПРК (Восточное Чуарвы) новый минерал (теллурид платины) был назван в честь своего многолетнего научного руководителя – митрофановитом. Память о Феликсе Петровиче навсегда останется в наших сердцах, а результаты его работы говорят сами за себя – как в виде фундаментальных научных трудов по ВСкБОИП, так и в конкретных месторождениях и минералах ЭПГ...

CONCLUSION

Summarizing the research materials provided in this book, we would like to emphasize that most of them had been collected either with intermediate participation or under supervision of Director of the Geological Institute KSC RAS and later Advisor of the Russian Academy of Sciences RAS Academician Felix Petrovich Mitrofanov. In recent years, these works have helped pupils of Felix Petrovich to obtain a series of new interesting results in related fields of science. The most important thing to stress is the profound scientific approach of Academician Mitrofanov to the study of any problem, from general fundamental survey to the forecast and discovery of a certain deposit or even a specific mineral.

Indeed, Felix Petrovich focused his study on the development of the mantle plume concept in respect to the north-eastern Baltic Shield. This concept could explain the widespread basic magmatism at a considerable distance from boundaries of lithospheric plates. This approach allowed F.P. Mitrofanov to substantiate the allocation of the East-Scandinavian Basic Large Igneous Province (ESBLIP) with the composite Kola PGE Province. Traditional and new techniques applied to geochronological studies made it possible to specify stages of magmatic processes that occurred in the present-day area of the Baltic Shield in the Early Proterozoic, determine deep-seated sources for primary magmas and estimate intervals of formation of intrusions with the complex Cu-Ni-PGE-Cr-Fe-Ti-V mineralization. With these studies, scientists managed to outline the sites most promising for commercial deposits of strategic metals, first of all, Pt and Pd.

The currently well-known Fedorovo-Pana Layered Intrusion (FPLI) has become one of such critical sites. Through the efforts of F.P. Mitrofanov, the early 1990s saw the intense prospecting and exploration for PGE here. In result, in the early 2000s three PGE deposits were discovered in FPLI and put on the state balance, i.e. the Fedorova Tundra, Kievev and Eastern Chuarvy. The Fedorova Tundra is the largest deposit in Europe. Special chapters of this book are dedicated to geology, petrography, mineralogy and geochemistry (geochronology inclusive) of these deposits.

The Paleoproterozoic Monchegorsk Ultramafic-Mafic Complex (MLC) is another promising site in respect to strategic raw materials. Its study has been also supervised by F.P. Mitrofanov. Largely due to his pupils' works the PGE deposit of Vurechuyvench massif in MLC has been put on the state balance. A special chapter of this book is dedicated to this deposit. Besides, the volume describes features of the geological structure, PGE mineralogy and results of isotope-geochemical research of other promising sites in MLC, i.e. the Loypishnyun deposit and "critical horizon" of the Nyud massif.

Along with layered intrusions with the PGE mineralization, the study of other massifs in ESBLIP, e.g. the Imandra lopolith, is just as important. Notably, referring one or another intrusion to major layered complexes (Man Ridge, Monchegorsk, Imandra) has been commonly long debated. In this case, profound petrogeochemical and isotope-geochronological research can help to solve disputable issues. It is clearly shown in the part dedicated to the Ospe-Lavtuayvench massif.

The concluding chapter of this book not only demonstrates the triumph of the above approaches of Felix Petrovich to leading the scientific work (from the fundamental concept to the discovery of new deposits). It is also a reverent memorial to him from his pupils. A new mineral, a platinum telluride, that they discovered in one of FPLC deposits (Eastern Chuarvy) has been called mitrofanovite after their long-term scientific supervisor. The memory of Felix Petrovich shall blossom in our hearts forever, and results of his works speak for themselves as fundamental scientific papers on ESBLIP and as certain PGE deposits and minerals!

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА I	
<i>Т.В. Рундквист, Т.Б. Баянова, Д.В. Жиров</i> АКАДЕМИК РАН ФЕЛИКС ПЕТРОВИЧ МИТРОФАНОВ: ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ НАУЧНОГО ПУТИ	5
ГЛАВА II	
<i>Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова, Д.В. Жиров</i> СУЩНОСТЬ КОНЦЕПЦИИ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ	13
Общая характеристика обширных изверженных провинций	15
Геолого-геофизическая характеристика строения Балтийского щита	17
Характеристика ВСкБОИП	20
Металлогеническая специализация ВСкБОИП	24
ГЛАВА III	
<i>А.У. Корчагин, С.М. Карпов, О.В. Казанов, А.А. Калинин</i> ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ Rt-Rd МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПЛЮМОВОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОЧНО-СКАНДИНАВСКОЙ БАЗИТОВОЙ ОБШИРНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ.	31
Западно-Панский массив	32
Строение месторождения Киевей	34
Характеристика рудных тел	36
Факторы, контролирующие размещение платинометалльного оруденения	39
Генезис месторождения	41
Восточно-Панский массив	43
Строение месторождения Восточное Чуарвы	44
Характеристика рудных тел	46
Факторы, контролирующие размещение платинометалльного оруденения	48
Генезис месторождения	50
ГЛАВА IV	
<i>Н.Ю. Грошев</i> ФЕДОРОВОТУНДРОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ	51
Геологическое строение Федоровотундровского массива	51
Геология краевой серии	55
Петрографическая характеристика	58
ЭПГ-минерализация Федоровотундровского месторождения	62
Выводы	65
ГЛАВА V	
<i>В.В. Субботин</i> ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОСТОЧНОЕ ЧУАРВЫ	67
Общие сведения	67
Методика минералогических исследований	68

Минеральный состав платинометалльного оруденения	69
Текстурно-структурные особенности руды	72
Главные и второстепенные сульфиды и оксиды	73
Гранулометрический состав, микроассоциации и общая распространенность минералов благородных металлов	78
Минеральные балансы распределения Au, Pt, Pd в руде	82
Минеральные ассоциации и описание минералов	83
Заключение	95

ГЛАВА VI

В.В. Субботин

ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА: ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА	97
--	-----------

ГЛАВА VII

В.В. Чащин, Т.Б. Баянова, П.А. Серов

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ Pt-Pd, Cu-Ni И Cr МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПЛЮМОВОЙ ВОСТОЧНО-СКАНДИНАВСКОЙ БАЗИТОВОЙ ОБШИРНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ	115
--	------------

«Критический» горизонт Ньюда: новый геолого-промышленный тип малосульфидных платинометалльных месторождений	115
Малосульфидное платинометалльное месторождение Лойпишнюн	116
Изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем малосульфидных платинометалльных руд палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления	126
Изотопное U-Pb датирование	126
Sm-Nd изотопно-геохимические данные	127
Массив Оспе-Лувтуайвенч: петрогеохимические и изотопно-геохронологические свидетельства принадлежности к Имандровскому комплексу расслоенных интрузий	131

ГЛАВА VIII

П.А. Серов

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	137
---	------------

Введение	137
Аналитические методы	137
Результаты Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований	138
Западно-Панский блок	139
Федорова Тундра	142
Nd-Sr характеристики и источники вещества расслоенных комплексов северо-востока Балтийского щита	152

ГЛАВА IX

П.В. Припачкин, Т.В. Рундквист

ГЕОХИМИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА ВУРЭЧУАЙВЕНЧ (МОНЧЕГОРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ КОМПЛЕКС)	159
---	------------

ГЛАВА X

*В.В. Субботин, А. Вымазалова, Ф. Лауфек, Е.Э. Савченко, К.Дж. Стэнли,
Д.А. Габов, Я. Плашил*

МИТРОФАНОВИТ, Pt_3Te_4, – НОВЫЙ МИНЕРАЛ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНОЕ ЧУАРВЫ, ФЕДОРОВО-ПАНСКАЯ ИНТРУЗИЯ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ	173
Введение	173
Форма нахождения	174
Генетические особенности	175
Внешний вид, физические и оптические свойства	176
Химический состав	176
Синтетический аналог	177
Рентгеновская кристаллография.	178
Кристаллическая структура	179
Подтверждение идентичности природного и синтетического митрофановита	183
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	185

CONTENTS

INTRODUCTION	4	
CHAPTER I		
<i>T.V. Rundkvist, T.B. Bayanova, D.V. Zhirov</i>		
ACADEMICIAN RAS FELIX PETROVICH MITROFANOV: MILESTONES OF SCIENTIFIC WAY	5	
CHAPTER II		
<i>F.P. Mitrofanov, T.B. Bayanova, D.V. Zhirov</i>		
IMPLICATIONS OF THE MANTLE PLUME CONCEPT	13	
Overview of large igneous provinces	15	
Geological and geophysical features of the Baltic Shield structure	17	
Characteristics of the East Scandinavian Mafic Large Igneous Province	20	
Metallogenic specialization of the East Scandinavian Mafic Large Igneous Province	24	
CHAPTER III		
<i>A.U. Korchagin, S.M. Karpov, O.V. Kazanov, A.A. Kalinin</i>		
INDUSTRIAL GEOLOGICAL AND GENETIC TYPES OF Pt-Pd DEPOSITS IN THE EARLY PROTEROZOIC PLUME PROVINCE OF THE EAST SCANDINAVIAN MAFIC LARGE IGNEOUS PROVINCE		31
West-Pana massif	32	
Structure of the Kievev deposit	34	
Characteristics of ore bodies	36	
Constraints of the platinum metal mineralization emplacement	39	
Genesis of the deposit	41	
East-Pana massif	43	
Structure of the East Chuarvy deposit	44	
Characteristics of ore bodies	46	
Constraints of the platinum metal mineralization emplacement	48	
Genesis of the deposit	50	
CHAPTER IV		
<i>N.Yu. Groshev</i>		
FEDOROVA TUNDRA DEPOSIT.	51	
Geological structure of the Fedorova Tundra massif	51	
Geology of the marginal series	55	
Petrographic characteristics	58	
PGE mineralization of the Fedorova Tundra deposit	62	
Conclusions.	65	
CHAPTER V		
<i>V.V. Subbotin</i>		
VOSTOCHNOYE CHUARVY PGE DEPOSIT	67	
Overview	67	
Technique of mineralogical studies	68	
Mineralogical composition of platinum metal mineralization	69	

Structural and textural ore features	72
Main and secondary sulfides and oxides	73
Granulometric composition, microassociation and general distribution of noble metal minerals	78
Mineral distribution balance of Au, Pt, Pd in ore.	81
Mineral associations and description of minerals	83
Conclusions.	95

CHAPTER VI

V.V. Subbotin

PLATINUM METAL MINERALIZATION OF THE FEDOROVO-PANA ORE AREA: MINERALIZATION TYPES, MINERAL COMPOSITION, GENETIC FEATURES	97
---	-----------

CHAPTER VII

V.V. Chashchin, T.B. Bayanova, P.A. Serov

INDUSTRIAL GEOLOGICAL AND GENETIC TYPES OF Pt-Pd, Cu-Ni AND Cr DEPOSITS OF THE EARLY PROTEROZOIC PLUME EAST-SCANDINAVIAN MAFIC LARGE IGNEOUS PROVINCE	115
Nyud “critical” horizon: a new industrial geological type of low-sulfide platinum metal deposits	115
Loybishnyun low-sulfide platinum metal deposit	116
Isotope-geochronological evidence of polychronous ore-magmatic systems of low-sulfide platinum metal ores in the Paleoproterozoic Monchegorsk pluton and massifs of its southern rim	126
U-Pb isotope dating.	126
Sm-Nd isotope-geochemical data	127
Ospe-Luvtuayvench massif: petrogeochemical and isotope-geochronological evidence of affinity to the Imandra complex of layered intrusions.	131

CHAPTER VIII

P.A. Serov

GEOCHRONOLOGY OF THE FEDOROVO-PANA LAYERED COMPLEX AND ITS PLACE IN EVOLUTION OF THE PALEOPROTEROZOIC ORE-MAGMATIC SYSTEM OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD	137
Introduction	137
Analytical methods	137
Results of Sm-Nd isotope-geochronological studies	138
West-Pana block	139
Fedorova Tundra.	142
Nd-Sr signatures and matter sources of layered complexes in the north-eastern Baltic Shield	152

CHAPTER IX

P.V. Pripachkin, T.V. Rundkvist

GEOCHEMISTRY OF BASIC ROCKS FROM THE VURECHUAYVENCH MASSIF (MONCHEGORSK LAYERED COMPLEX)	159
---	------------

CHAPTER X

*V.V. Subbotin, A. Vymazalová, F. Laufek, E.E. Savchenko, C.J. Stanley,
D.A. Gabov, J. Plášil*

MITROFANOVITE, Pt₃Te₄, A NEW MINERAL FROM THE EAST CHUARVY DEPOSIT, FEDOROVO-PANA INTRUSION, KOLA PENINSULA, RUSSIA	173
Introduction	173
Occurrence	174
Genetic implications	175
Appearance, physical and optical properties	176
Chemical composition	176
Synthetic analogue.	177
X-ray crystallography.	178
Crystalline structure	179
Proof of identity of natural and synthetic mitrofanovite	183
CONCLUSION	187

