ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, 2024, том 66, № 6, с. 668–698

УДК 553.491:553.061.11

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕЗИС ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ИНТРУЗИИ ВУРУЧУАЙВЕНЧ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ

©2024 Т. Л. Гроховская

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия
E-mail: tgrokhovskaya@gmail.com

Поступила редакцию 01.06.2023 г.
После доработки 05.06.2024 г.
Принята к публикации 15.07.2024 г.

Расслоенная интрузия Вуручуайвенч (ИВ) расположена в восточной части Фенноскандии и является частью раннепалеопротерозойского Мончегорского интрузивного комплекса (МИК). Платинометальная минерализация ИВ локализована в пределах стратиформного платиноносного горизонта рифового типа протяженностью около 2 км и мощностью от одного до трех метров, в отдельных скважинах до 15–20 м.

Вкрапленность Fe-Cu-Ni сульфидов, содержащих минералы платиновой группы (МПГ), серебра и золота, приурочена к участкам габброноритов и анортозитов массивной и такситовой (very-textured) текстуры, с широким развитием флюидсодержащих минералов в интеркумулусе кумулятивных фаз. Однотипное распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах платинометального рифа и вмещающих его породах свидетельствует о формировании габброноритов при внутрикамерной дифференциации без дополнительных порций расплава. Состав и соотношения МПГ с сульфидами и силикатами предполагают тесную генетическую связь МПГ с магматическими сульфидами. При понижении температуры происходит частичное преобразование первичных МПГ и сульфидов под воздействием высокотемпературных магматических флюидов и гидротермальных растворов, с образованием широкого спектра МПГ. В рудах преобладают арсениды, стибиоарсениды и висмутотеллуриды палладия. Особую роль в формировании платинометальной минерализации в интрузии играет отделение несмесимого арсенидного расплава с образованием многочисленных каплевидных, глобулярных срастаний, в которых преобладают Pd-Ni-арсениды и Pd-стибиоарсениды. В отдельных сульфидных вкрапленниках вместо глобулей, состоящих из арсенидов палладия и никеля, выделяется диарсенид платины – сперрилит. Образование специфических платинометальных ассоциаций, очевидно, обусловлено добавлением As, Sb и других несовместимых элементов в магму при обширной ассимиляции архейских коровых пород.

Ключевые слова: расслоенные интрузии, элементы, минералы платиновой группы

DOI: 10.31857/S0016777024060051, **EDN:** wdtdzc

ВВЕДЕНИЕ

Мончегорский интрузивный комплекс, в состав которого входит несколько раннепалеопротерозойских расслоенных интрузий, служил объектом исследований для нескольких поколений российских геологов (Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967 и ссылки в этих работах). До недавнего времени малоизученными оставались южное и восточное обрамление Мончегорского плутона, где обнаженность весьма слабая и границы интрузий откартированы достаточно условно. В этом районе, в узкой межгорной долине, которая с северо-запада ограничена горами Нюдуайвенч и Поазуайвенч, а с юго-востока – горой Вуручуайвенч, значительная площадь (12–15 км^2) занята породами основного состава, получившими название “габбронориты предгорий Вуручуайвенч” (Козлов и др., 1967).

В 1995 году Г.Ф. Бакаевым при опробовании керна старых скважин в породах ИВ были установлены повышенные содержания элементов платиновой группы (ЭПГ). Геологопоисковые работы, проведенные коллективом

Центрально-Кольской экспедиции (ОАО ЦКЭ), привели к открытию месторождения малосульфидных платинометальных руд (Шелепина и др., 1998ф[1]; Гроховская и др., 2000; Войтехович и др., 2002ф). В результате последующих детальных геологоразведочных работ ОАО "Печенгагеология" были утверждены запасы ЭПГ-Cu-Ni руд и месторождение Вуручуайвенч поставлено на баланс государства (Иванченко и др. 2008; Иванченко, Давыдов, 2009).

Структурное положение габброноритов предгорий Вуручуайвенч в течение многих лет остается дискуссионным. Впервые гипотеза о принадлежности этих пород к краевой части Мончегорского плутона была высказана В.К. Котульским (Котульский, 1939ф), и длительное время они считались непосредственным продолжением расслоенного массива Нюд-Поаз. Исследователями 50-х годов прошлого столетия породы интрузии Вуручуайвенч были отнесены к более древним образованиям, чем породы Мончегорского плутона. По наблюдениям Т.Н. Ивановой (Иванова, 1953), первичная расслоенность в габброноритах ИВ имеет СВ простирание с пологим падением пород на ЮВ под эффузивные породы Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВЗ), в то время как расслоенность пород массива Нюд имеет СЗ простирание и падение на ЮЗ в сторону массива Сопча. Кроме того, в отличие от пород массива Нюд, габбронориты ИВ характеризуются более лейкократовым составом, сильно метаморфизованы и содержат пласты и линзы анортозитов и габбро-пегматитов (Иванова, 1953; Козлов и др., 1967). В настоящее время большинство исследователей считает ИВ тектонически перемещенной верхней частью Мончегорского плутона, однако отмечается, что некоторые геохимические параметры ИВ близки к габброноритам и габбро-анортозитам интрузии Мончетундра (Расслоенные..., 2004; Рундквист, Припачкин, 2008; Иванченко, Давыдов, 2009; Рундквист и др., 2014; Гребнев и др., 2014; Karikowsky et al., 2018).

Темой для обсуждения остается и принадлежность месторождения Вуручуайвенч к магматогенному платинометальному рифовому типу (далее ЭПГ риф). Критерии отнесения стратиформных ЭПГ месторождений к рифовому типу исчерпывающе даны в работах А.Дж. Налдретта (Naldrett, 2004) и М. Зинтека (Zientek, 2012). Термин "ЭПГ риф" используется исследователями для обозначения пачки горных пород с характерной текстурой и минеральным составом, вмещающей протяженный горизонт вкрапленных сульфидных руд, обогащенных ЭПГ. Минерализованный интервал обычно тонкий, от сантиметров до первых метров, и не имеет строгой стратиграфической позиции.

Наиболее известными платинометальными рифами, протяженностью в десятки и сотни километров, являются риф Меренского в комплексе Бушвельд, Южная Африка, и J-M риф интрузии Стиллуотер, США. Кроме известных ранее классических рифов в крупных магматических комплексах, в конце 20-го века рифы различной протяженности были установлены во многих интрузиях, в том числе в раннепалеопротерозойских интрузиях Фенноскандии – Пеникат и Портимо в Финляндии, Мончетундра, Вуручуайвенч и Панские тундры в России. В ЭПГ рифах узкие горизонты вкрапленных ЭПГ-Cu-Ni руд иногда нарушены телами неправильной формы. Это так называемые "потоли" (potholes) в комплексе Бушвельд или "бальные залы" (ballrooms) в J-M рифе интрузии Стиллуотер.

Как показали исследования, изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского п-ва имеет небольшой диапазон значений $\delta^{34}S$, близкий к мантийному (Гриненко и др., 1976, Гроховская и др., 2009). Недавно было установлено, что архейские коровые сульфиды, имея близкие мантийным значения $d^{34}S$, обладают широким диапазоном значений масс-независимых изотопов $\Delta^{33}S$. Низкие отрицательные значения $\Delta^{33}S$ (от -0.23 до -0.04 ‰) в сульфидах обычно указывают на то, что сера в них подвергалась фракционированию масс-независимых изотопов в первичной архейской атмосфере, прежде чем она была включена в состав протолитов парагнейсов (Farquhar et al., 2000; Bekker et al., 2009, 2016; Velivetskaya et al., 2020). Таким образом, сигнатура $\Delta^{33}S$ представляет собой превосходный новый инструмент для изучения дифференциации мантийных и коровых источников серы, а также для оценки степени коровой ассимиляции в формировании ЭПГ рифа ИВ.

Геология и распределение породных ассоциаций ИВ были детально описаны ранее (Козлов, 1973; Расслоенные..., 2004; Иванченко и др., 2008; Иванченко, Давыдов, 2009; Припачкин, Рундквист, 2008; Рундквист и др., 2014; Гребнев и др., 2014). Вещественный состав руд и минералогия благородных металлов освещены лишь

[1] Здесь и далее буквой "ф" помечены фондовые материалы и производственные отчеты.

в нескольких работах и требуют дальнейших исследований (Гроховская и др., 2000, 2003; Кнауф и др., 2008; Рундквист, Припачкин, 2009). В настоящей работе представлены результаты изучения петрологических особенностей рудных горизонтов и новые данные по минералогии ЭПГ. Основное внимание уделено описанию пород, непосредственно связанных с формированием платинометальных руд и ранее не установленных в интрузии Вуручуайвенч ассоциаций МПГ.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для петролого-минералогических исследований был отобран керн поисковых скважин (1801–1812 и 1844) в районе развития стратиформного ЭПГ рифа мощностью 1–3 м и скважины 1990, мощность ЭПГ рифа в которой более 15 м. Породообразующие силикаты, сульфиды и минералы благородных металлов изучены в прозрачно-полированных шлифах и аншлифах на оптическом микроскопе Olympus CX-31.

Для объективной оценки соотношений МПГ в рудах проведено гравитационное обогащение протолочек керновых проб весом от одного до пяти килограмм. Предварительно рассеянные по размеру зерен пробы были разделены на легкие и тяжелые фракции в делительных воронках с бромоформом. Готовый концентрат МПГ был получен путем отмывки тяжелой фракции проб в бромоформе в фарфоровых чашках. Детальное описание методики получения гравитационного концентрата приведено в работе (Grokhovskaya et al., 2021). В пробах было найдено более 800 зерен минералов благородных металлов, причем наибольшее количество зерен было обнаружено во фракциях –0.06 мм и –0.1 +0.06 мм. При детальных минералогических исследованиях аншлифов и гравитационных концентратов были получены новые данные по ассоциациям МПГ.

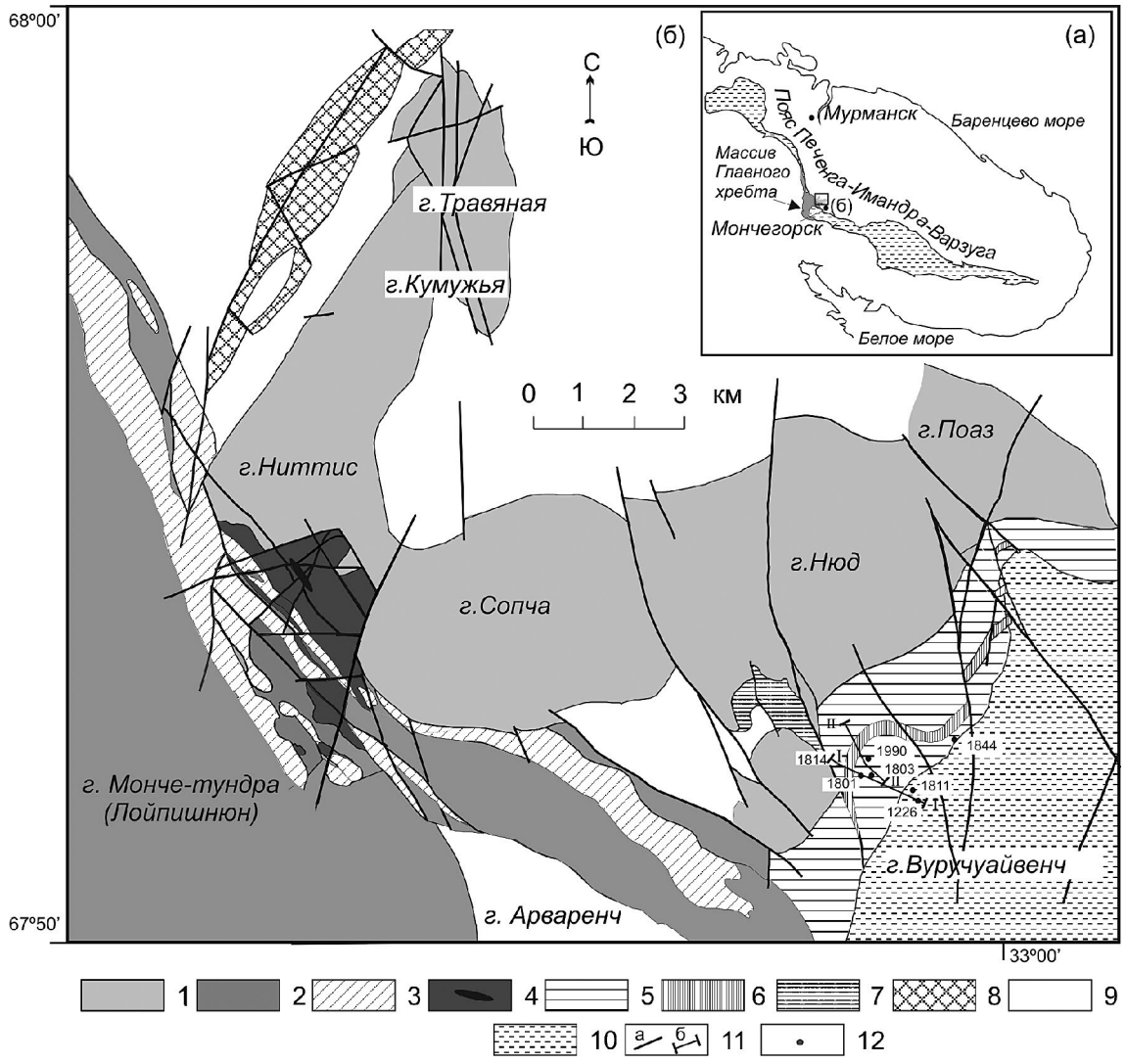
Аналитические работы выполнены в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” и в лаборатории кристаллохимии ИГЕМ РАН. Петрогенные, рудные и редкие элементы проанализированы А.И. Якушевым на рентгенофлуоресцентном спектрометре "PW 2400" (петрогенные элементы – с предварительным плавлением проб в индукционной печи Philips MiniFuse с тетраборатом лития). Pt, Pd, Rh, Ir, редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) определены Я.В. Бычковой, Д.Б. Петренко и С.А. Ермаковой с использованием стандартных эталонов на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой серии XII ICP-MS. Количественное определение Pt, Pd, Rh, и Ir выполнено после предварительного кислотного микроволнового разложения проб (масса 1.5–2 г) и концентрирования по разработанной Я.В. Бычковой оригинальной методике (Бычкова и др., 2016).

Морфология и химический состав МПГ, сульфидов и силикатов определены М.И. Лапиной, Л.А. Ивановой и Л.О. Магазиной на аналитическом сканирующем электронном микроскопе JSM 5610 LV. Количественный анализ минералов проведен С.Е Борисовским и Е.В. Ковальчук на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol-8200, оборудованном пятью кристалл-дифракционными спектрометрами. В качестве стандартов для силикатов использовались лабораторные стандарты, по составу близкие к изучаемым минералам. Исследование МПГ проводилось на 21 элемент (ЭПГ, Sb, Se, Zn, Hg, Ag, S, As, Cu, Bi, Te, Fe, Pb, Cd, Ni, Co). В качестве эталонов использованы Sb_2S_3,CdSe, ZnS, HgS, Cu FeS, GaAs, PbS и химически чистые металлы. Аналитические линии: для элементов Zn, S, Cu, Fe, Ni, Co – Ka; для As, Te, Sb, Se, Pd, Pt – La; для Hg, Bi, Pb – Ma, для Ag, Cd – Lb. Ток на цилиндре Фарадея 20 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр пучка зонда 1 мм. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с использованием программы фирмы JEOL.

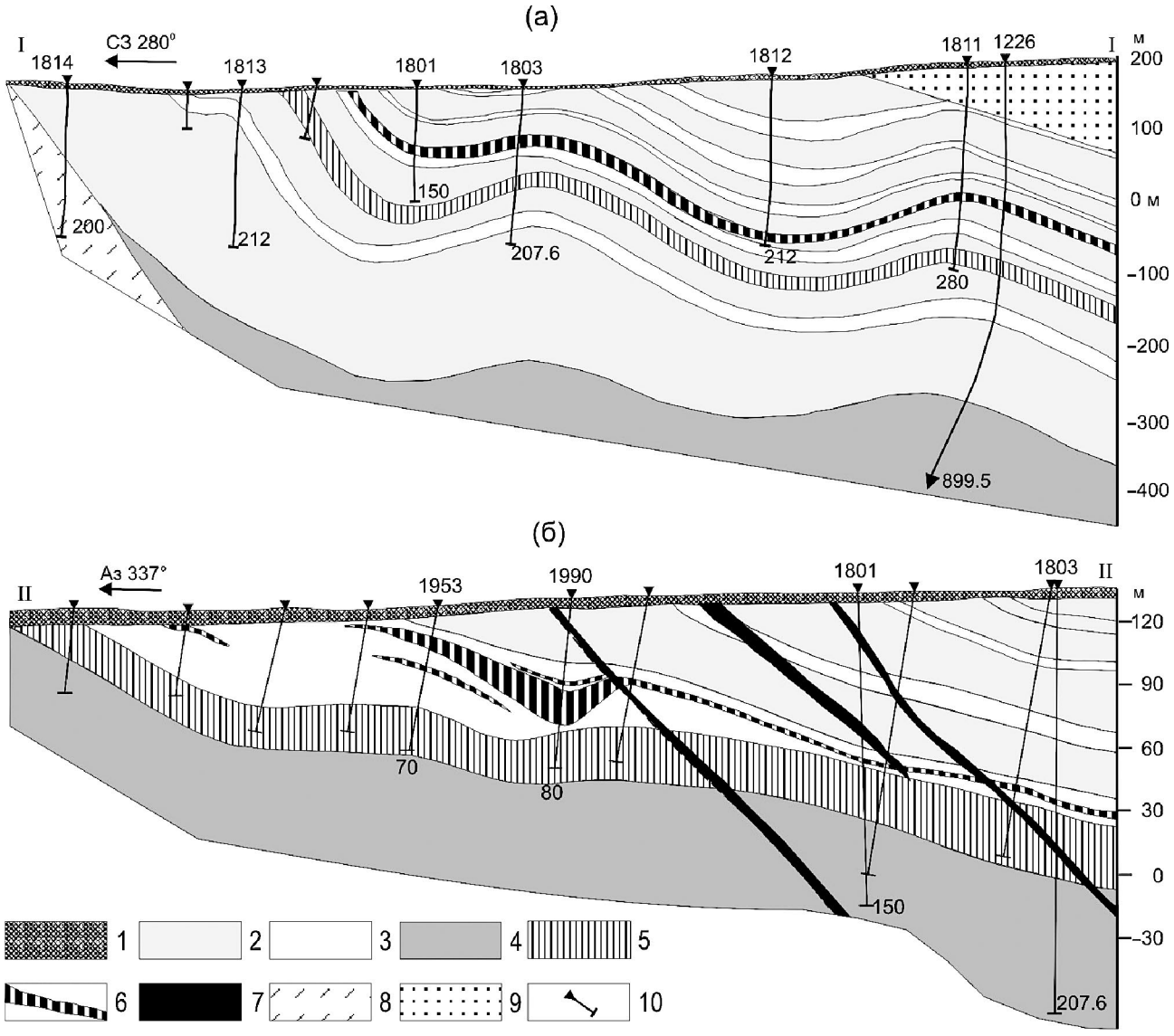
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Раннепалеопротерозойский Мончегорский интрузивный комплекс (МИК) расположен в южной части синрифтовой сдвиговой зоны, соединяющей Имандровский и Печенгский сегменты рифтовой системы Печенга–Имандра–Варзуга (фиг. 1а). МИК включает в себя массив Главного Хребта Монче-Чуна-Волчьих и Лосевых Тундр, отделенный от него Мончетундровским разломом Мончегорский плутон и несколько более мелких расслоенных интрузий (фиг. 1б). Интрузия Вуручуайвенч находится южнее Мончегорского плутона, который состоит из двух ветвей: субмеридиональной (массивы Ниттис–Кумужья–Травяная) и субширотной (массивы Сопча и Нюд–Поаз). ИВ представляет собой пластовое интрузивное тело, сложенное преимущественно габброноритами, которые выходят на дневную поверхность к югу и юго-востоку от массива Нюд и прослеживаются в северо-восточном направлении на 7–8 км в виде полосы шириной 1–1.5 км. Интрузия Вуручуайвенч имеет моноклинальное залегание с пологим падением

пород от 5°–10° до 20°–30° на ЮВ под супракрустальные образования ИВЗ (фиг. 2а, 2б). Вертикальная мощность пород ИВ, по данным бурения, составляет от 300 м на северо-восточном фланге до 800 м на юго-западном фланге. Породы ИВ прорывают диорито-гнейсы архейского кольско-беломорского комплекса и с угловым несогласием перекрываются основными вулканитами кукшинской свиты нижнекарельского комплекса (Расслоенные..., 2004). Внутреннее строение массива осложнено тектоническими нарушениями северо-западного направления, которые разбивают массив на 3 блока: южный, центральный и северный. Тектонические нарушения имеют ступенчатый характер, проявленный как в горизонтальных, так и в вертикальных смещениях соседних блоков. Амплитуда смещений увеличивается с СЗ на ЮВ (~150 м). Породы слабо обнажены в южном и центральном блоке и практически полностью перекрыты чехлом рыхлых отложений в северном блоке.



Фиг. 1. Местонахождение (а) и схематическая геологическая карта (б) Мончегорского интрузивного комплекса: 1 – породы Мончегорского плутона; 2, 3 – интрузия Мончетундра: крупнозернистое амфиболизированное габбро и габбронорит (2), ритмично-расслоенные породы (габбронорит, норит, пироксенит, перидотит, дунит) (3), дуниты, перидотиты и хромититы Дунитового блока (4); 5, 6 – интрузия Вуручуайвенч: породы расслоенной серии (5), ЭПГ риф (6); 7 – породы интрузии Габбро 10 аномалии; 8 – габбронориты интрузии Кириха; 9 – архейские гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы, диорито-гнейсы; 10 – вулканогенно-осадочные породы серии Печенга–Имандра–Варзуга; 11 – тектонические нарушения (а), расположение геологического разреза (б); 12 – местоположение опорных скважин. Карта составлена В.В. Шолохневым по материалам отчетов Северо-Западного геологического управления и других организаций, с изменениями автора.



Фиг. 2. Схематические геологические разрезы интрузии Вуручуайвенч: а – по Гроховская и др., 2003, с изменениями, б – по Иванченко и др., 2008ф, с упрощениями. 1 – четвертичные отложения, 2 – лейкократовый и мезократовый габбронорит, 3 – пятнистый анортозит и лейкократовый габбронорит, 4 – мезократовый и меланократовый габбронорит и норит, 5 – такситовый лейкократовый габбронорит; 6 – ЭПГ риф; 7 – дайки габбро-долеритов, 8 – архейские диорито-гнейсы, 9 – вулканогенно-осадочные породы серии Имандра-Варзуга, 10 – расположение скважин.

Интрузии МИК имеют близкий изотопный возраст. Возраст Мончегорского плутона, определенный U-Pb методом по циркону, по различным оценкам составляет от 2504.4 ± 1.5 млн лет (Amelin et al., 1995) до 2493 ± 7 млн лет (Balashov et al., 1993), массива Главного Хребта – от 2498 ± 3 млн лет до 2453 ± 4 млн лет (Расслоенные..., 2004). Изотопный возраст габброноритов ИВ оценивается по U-Pb датированию циркона и баддделеита в 2497 ± 21 млн лет (Расслоенные..., 2004). Лейкократовые габбронориты и пойкилитовые анортозиты ЭПГ рифа, по данным Т.Б. Баяновой (ID-TIMS, SHRIMP), формировались в период 2504.2 ± 8.4 млн лет, а габбронориты стратиграфически выше рифа – 2498.2 ± 6.7 млн лет, что находится в пределах ошибок измерения и свидетельствует об их синхронном формировании (Рундквист и др., 2014; Чащин и др., 2016).

В вертикальном разрезе ИВ отчетливо выделяются две толщи пород. Нижняя часть разреза (300–600 м) достаточно монотонна и сложена мезократовыми и меланократовыми габброноритами

с резко подчиненным количеством лейкократовых габброноритов и габбро (фиг. 2а). На глубинах более 600 м породы становятся более свежими. По данным (Припачкин, Рундквист, 2008), в одной из скважин на уровне 636 м была зафиксирована четырехметровая зона дробления и милонитизации, ниже которой отмечается резкий переход от габброноритов ИВ к нижележащим норитам, подобным норитам массива Нюд.

В верхней части разреза (расслоенная зона, или "полосчатая зона" по Иванченко, Давыдов, 2009) мощностью от 100 до 300 м отмечается чередование мезократовых и лейкократовых габброноритов и анортозитов, иногда с пластами и линзами лейкогаббро и габбро-пегматитов (фиг. 2б, фиг. 3, стратиграфические колонки на фиг. 4). К расслоенной зоне приурочен стратиформный ЭПГ риф мощностью 1–3 м, в отдельных скважинах отмечаются раздувы пласта до 24.5 м при бортовом содержании ЭПГ 1.0 ppm (Иванченко, Давыдов, 2009). ЭПГ риф представлен вкрапленными медно-никелевыми сульфидными рудами с высокими содержаниями ЭПГ (Шелепина и др., 1998ф; Гроховская и др. 2000, 2003). Кроме платинометального рифа, в верхней части разреза ИВ отмечается несколько интервалов Fe-Cu-Ni-вкрапленных руд, содержания ЭПГ в которых не достигают промышленных значений.

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУДОНОСНЫХ ПОРОД

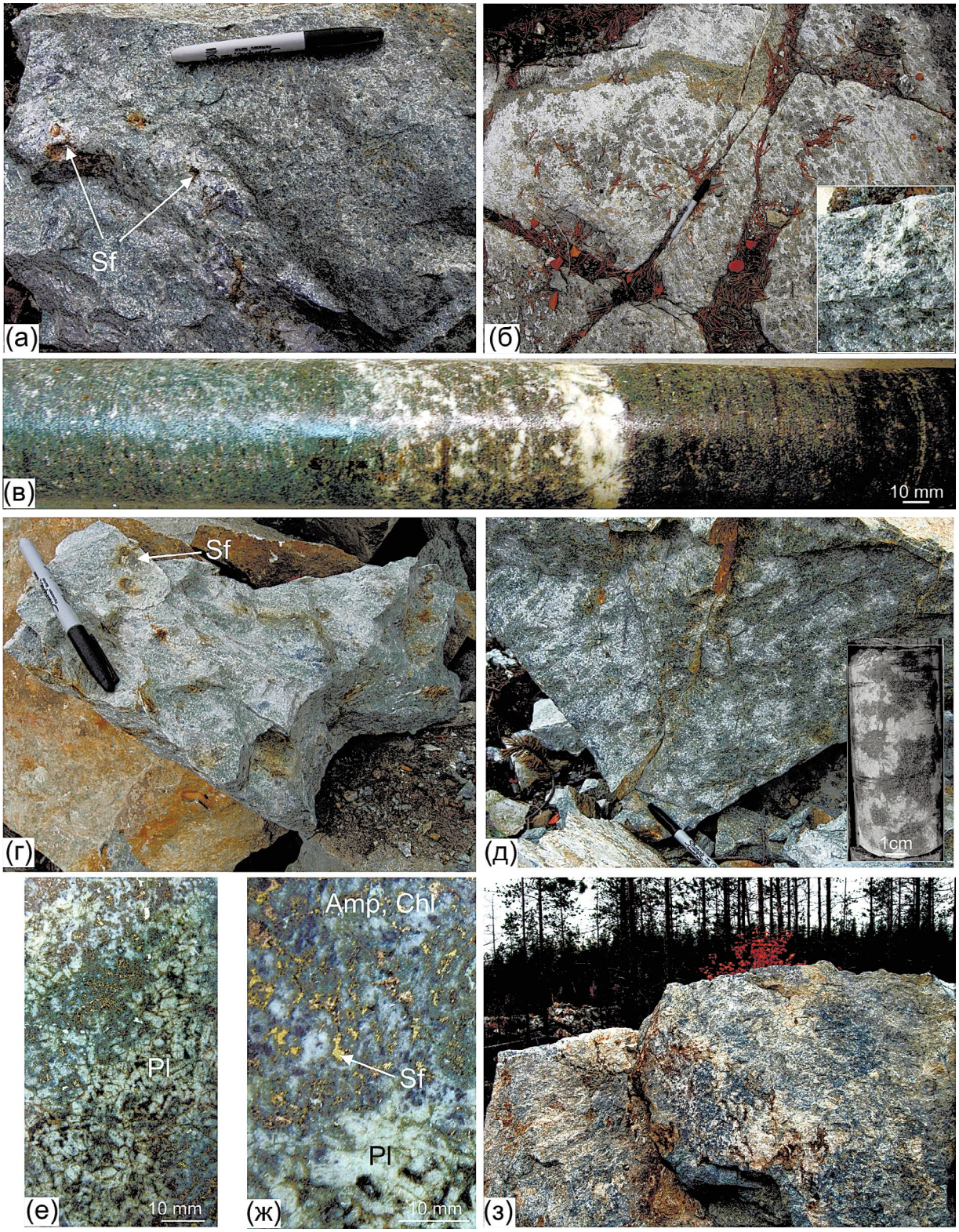
Породы, вмещающие ЭПГ риф, характеризуются отчетливо проявленной первичной расслоенностью, обусловленной чередованием слоев различного минерального состава, зернистости и текстуры (фиг. 3а, 3в; фиг. 4). Расслоенность подчеркивается протяженными телами и линзами анортозитов и лейкократовых габбро-пегматитов мощностью от 1–2 до 20 м (см. фиг. 2б).

Габбронориты представлены плагиоклазовыми (Pl/Opx + Cpx) и плагиоклаз-ортопироксеновыми кумулатами с интеркумулусным клинопироксеном (Pl + Opx/Cpx), анортозиты – плагиоклазовыми (Pl/Opx + Cpx) кумулатами. Пироксены практически полностью замещены актинолитом, реже роговой обманкой, плагиоклаз частично или полностью соссюритизирован. В породах развиты хлорит, биотит, клиноцоизит, пренит, кварц и карбонаты. Контакты анортозитов с габброноритами могут быть как резкими, так и нечеткими за счет постепенного увеличения количества пироксена. Иногда порода отвечает кварцсодержащему габброноритy из-за присутствия в интеркумулусе многочисленных зерен кварца.

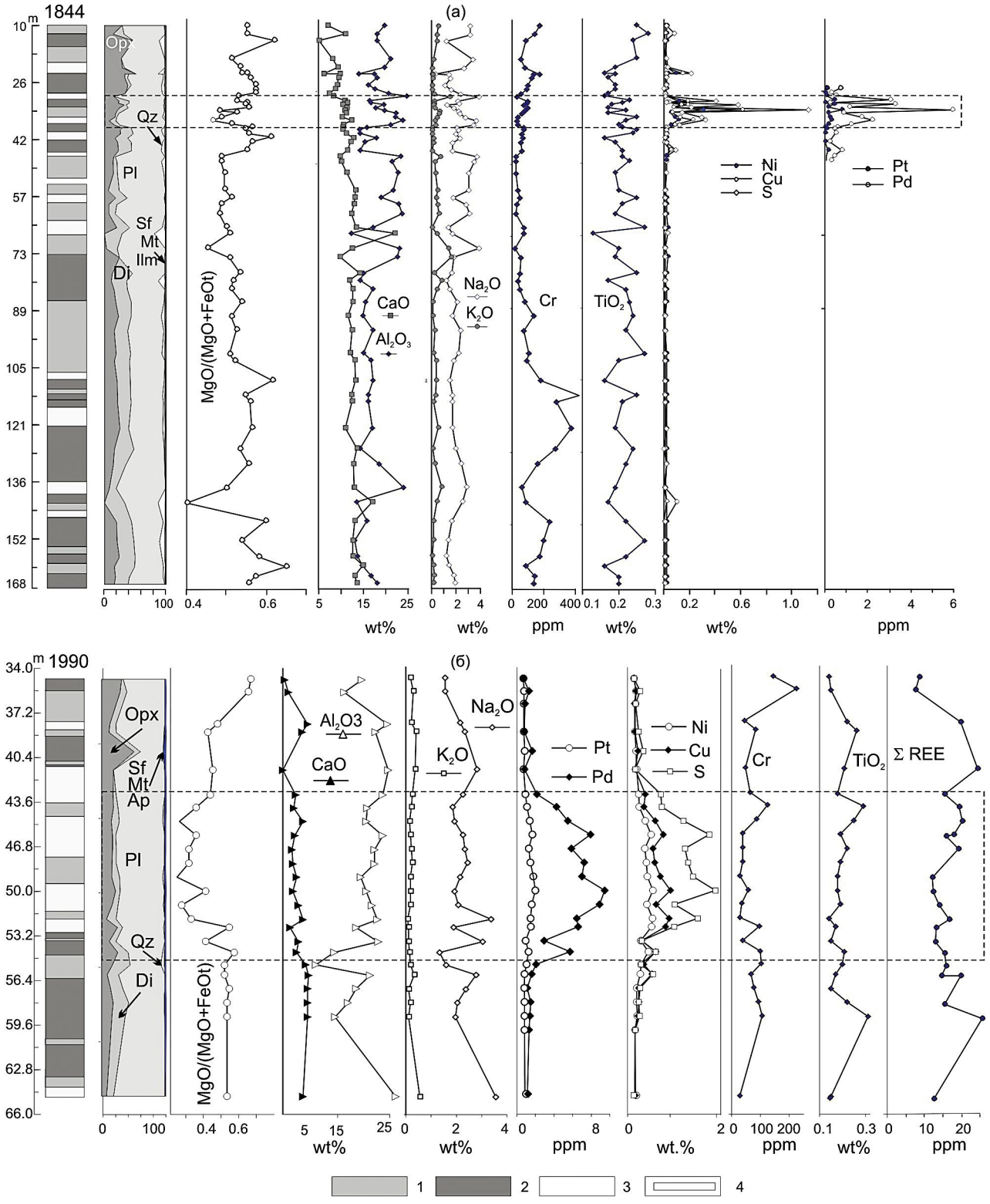
Кроме массивных среднезернистых мезократовых и лейкократовых габброноритов, характерных для всего разреза интрузии, во вмещающих ЭПГ риф горизонтах широко развиты пойкилитовые анортозиты пятнистой текстуры (фиг. 3б, д–ж). Матрица пятнистого анортозита ("spotted» or "mottled anorthosite" по международной терминологии) представляет собой плагиоклазовый кумулат с округлыми включениями, на сколе породы проявленными пятнами темноцветных минералов от одного до 5 см в диаметре (фиг. 3б и врезки на фиг. 3б, д). Пятна представлены пойкилитовыми вкрапленниками амфиболизированного ортопироксена с хадакристами плагиоклаза или округлыми включениями, полностью состоящими из посткумулусных минералов – амфиболов, слюд, кварца, K-полевого шпата, альбита, акцессорных апатита и сфена (фиг. 5). При увеличении количества темноцветных минералов порода по составу отвечает пойкилитовому лейкократовому габброноритy (фиг. 3в, д), в котором тонкие лейсты или пластинки плагиоклаза образуют округлые кластеры. В интеркумулусе наряду с вторичными силикатами отмечается сульфидная вкрапленность (фиг. 3е, ж). Участками породы становятся неравномернозернистыми, теряют свой пятнистый облик и имеют такситовую текстуру (фиг. 3з).

Породы ИВ гидротермально изменены, и присутствие первичных силикатов иногда можно определить только по характеру изменений, наличию амфиболовых псевдоморфоз и сохранившемуся структурному рисунку исходных минералов. Реликты свежих пироксенов были отмечены лишь в единичных шлифах и представлены энстатитом ($En_{71.3-78.8}$), инвертированным пижонитом и авгитом (фиг. 5а–г).

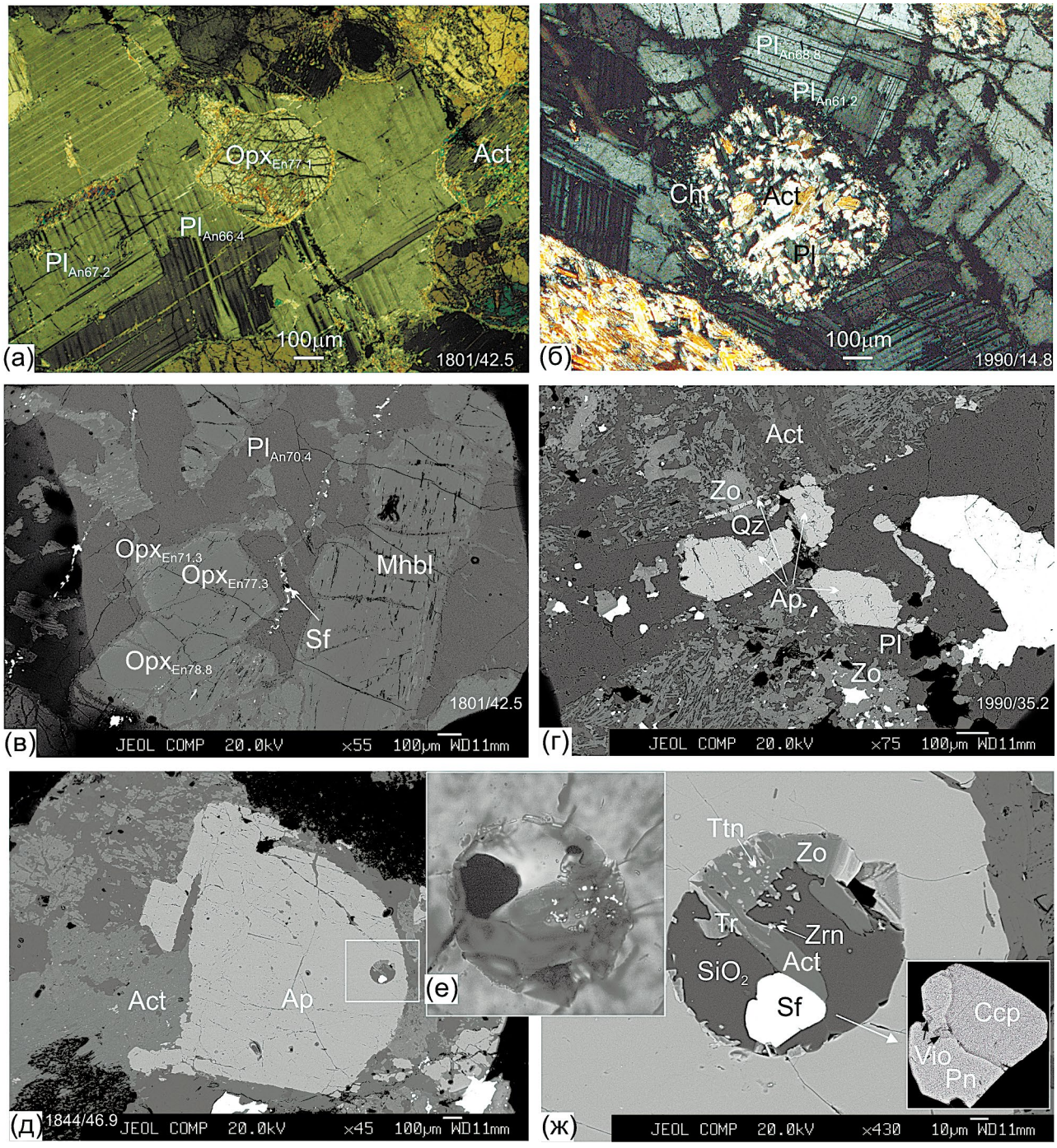
Плагиоклаз, который, в отличие от темноцветных первичных силикатов, часто сохраняется свежим, был изучен по всему разрезу расслоенной зоны. Составы плагиоклаза варьируют в широких пределах. В большинстве зерен плагиоклаз представлен лабрадором с вариациями состава от $An_{57.1}$ до $An_{68.8}$, очень редко битовнитом ($An_{70.4-72}$). В измененных породах в лабрадоре встречаются зерна и включения андезина ($An_{32.1-45.4}$), олигоклаза ($An_{19.6-25.9}$) и альбита ($An_{3.7-7.1}$). Плагиоклаз имеет в основном прямую зональность, в пятнистых анортозитах и габброноритах в нескольких зернах была отмечена обратная зональность (фиг. 5а–в). Составы плагиоклаза в массивных и пятнистых



Фиг. 3. Фотографии пород ИВ из коренных обнажений, разведочных канав и керна скважин: а – контакт лейкократового габбронорита с мезократовым габброноритом, Sf –сульфиды; б – пятнистый анортозит с пойкилитовыми включениями амфиболизированного пироксена, на врезке – образец скола; в – чередование мезо- меланократового и лейкократового габбронорита (скв. 1990/61); г – анортозит с сульфидной вкрапленностью; д – пятнистый (mottled) лейкократовый габбронорит, на врезке – пятнистый анортозит, надрудный горизонт в скв. 1990); е, ж – образцы керна пятнистого анортозита (1990/51.8) с кластерами первичного плагиоклаза (Pl), в интеркумулусе – амфиболы (Amp), хлорит (Chl) и сульфиды; з – глыбы неравномерно-зернистого лейкократового габбронорита такситовой текстуры.



Фиг. 4. Стратиграфические колонки, нормативный состав (CIPW) и вариации петрогенных, редких и редкоземельных элементов в разрезах скважин 1844 (а) и 1990 (б); 1 – лейкократовый габбронорит, 2 – мезократовый габбронорит, 3 – пятнистый анортозит и такситовый лейкократовый габбронорит, 4 – границы развития ЭПГ рифа. Opx –ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Di – диопсид, Qz – кварц, Sf – сульфиды; Mt, Ilm – магнетит, ильменит, Ap – апатит.



Фиг. 5. Породообразующие и рудные минералы в породах расслоенной зоны ИВ: а – среднезернистый мезократовый габбронорит – ортопироксен (Opx) частично, а авгит полностью замещены актинолитом (Act); б – пойкилитовый анортозит, в интеркумулусе – актинолит и хлорит с хадакристами плагиоклаза; в – мезократовый габбронорит выше ЭПГ рифа: ортопироксен, магнезиальная роговая обманка (Mhbl) и плагиоклаз частично замещены актинолитом и хлоритом; г – кварцсодержащий габбронорит с зернами апатита (Ap), Qz – кварц, белое – сульфиды, ЭПГ риф; д, е, ж – апатит с палеовключением кварца, циркона (Zrn), титанита (Ttn), тремолита (Tr) и актинолита с вкрапленником халькопирита (Ccp), пентландита (Pn) и виоларита (Vio); а, б, е –микрофотографии в проходящем свете в скрещенных николях, в–д, ж – изображения сканирования в обратно-рассеянных электронах, JXA 8200, ИГЕМ РАН.

разностях габброноритов и анортозитов значимо не отличаются. В рудных горизонтах и сильно измененных породах плагиоклаз серицитизирован и замещен клиноцоизитом.

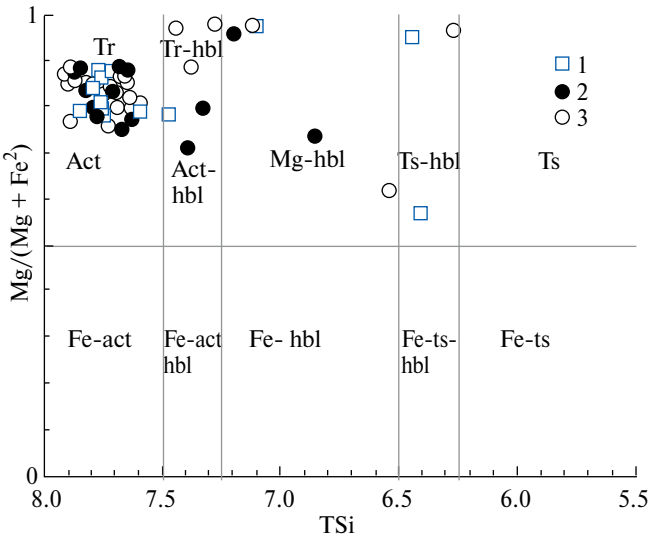
Особенностью пород, вмещающих ЭПГ риф, является большое количество амфиболов, слюд и апатита. В габброноритах ИВ преобладают кальциевые амфиболы. Наиболее широко развит актинолит, замещающий пироксены, реже актинолитовая и магнезиальная роговая обманка и чермакит, причем последний встречается крайне редко (фиг. 6). Детальное описание состава и генезиса амфиболов в интрузии Вуручуайвенч приведено в работе (Припачкин, Рундквист, 2008), авторами которой были установлены существенные различия в составе актинолитов, развитых по энстатиту и авгиту. Амфиболы расслоенной зоны ИВ обладают достаточно широкими вариациями состава, причем существенных различий в амфиболах ЭПГ рифа по сравнению с амфиболами в габброноритах надрудных и подрудных интервалов не отмечается (фиг. 6). Актинолит в нормальном ЭПГ рифе характеризуется большей магнезиальностью, чем актинолит в “потолевом” рифе, однако наблюдаемое различие может быть обусловлено и латеральной неоднородностью пород.

В рудных горизонтах вкрапленники магматических сульфидов часто замещаются актинолитом, клиноцоизитом и магнезиально-железистым хлоритом ряда дафнит – клинохлор (фиг. 5б, г). Амфиболы ЭПГ рифа ИВ не содержат значимых содержаний хлора (0.01–0.13 мас. %) в отличие от пород массива Южная Сопча, где в краевом типе ЭПГ-минерализации отмечается автобрекчирование и активная контаминация вмещающих пород (Гроховская и др., 2012).

Среди акцессорных минералов хорошим индикатором посткумулусных процессов является апатит, отличающийся широкими вариациями состава, в том числе F, Cl и редкоземельных элементов. В расслоенных интрузиях существует положительная корреляция между модальным количеством апатита и количеством захваченного интеркумулусного расплава (Hoatson, Keays, 1989). Акцессорный апатит был изучен в габброноритах, кварцевых габброноритах и анортозитах расслоенной зоны ИВ. Идиоморфные и ксеноморфные зерна апатита локализованы в кварце, актинолите, тремолите, клиноцоизите. Содержание апатита увеличивается в обогащенных сульфидами пятнистых и такситовых анортозитах по сравнению с безрудными породами. Размеры зерен колеблются от 10 до 100 мкм, достигая 300–700 мкм в интеркумулусе анортозитов ЭПГ рифа, где отмечаются скопления зерен в ассоциации с МПГ и сульфидами (фиг. 5г–д). Расплавные и флюидные включения крайне редки в ИВ и ранее установлены не были. В единственном девитрифицированном включении, найденном в апатите ЭПГ рифа, присутствуют микронные зерна циркона и каплевидный пентландит-халькопиритовый вкрапленник, что свидетельствует о близко-одновременном образовании флюид-содержащих минералов и ЭПГ-Cu-Ni сульфидов (фиг. 5д–ж).

В породах ИВ апатит не содержит таких высоких содержаний хлора, как в платиноносных рифах крупных расслоенных комплексов Бушвельд, ЮАР и Стиллуотер, США (Boudreau, 1995, 2016). Фигуративные точки составов расположены в поле F- и OH-содержащих апатитов, отражая различную степень гидротермальных изменений в породах. Апатиты ИВ содержат 0.2–0.36 мас. % Cl, 1.71– 3.25 мас. % F, 0.01–0.09 мас. % Sr, 0.01–0.12 мас. % La и 0.01–0.73 мас. % Ce.

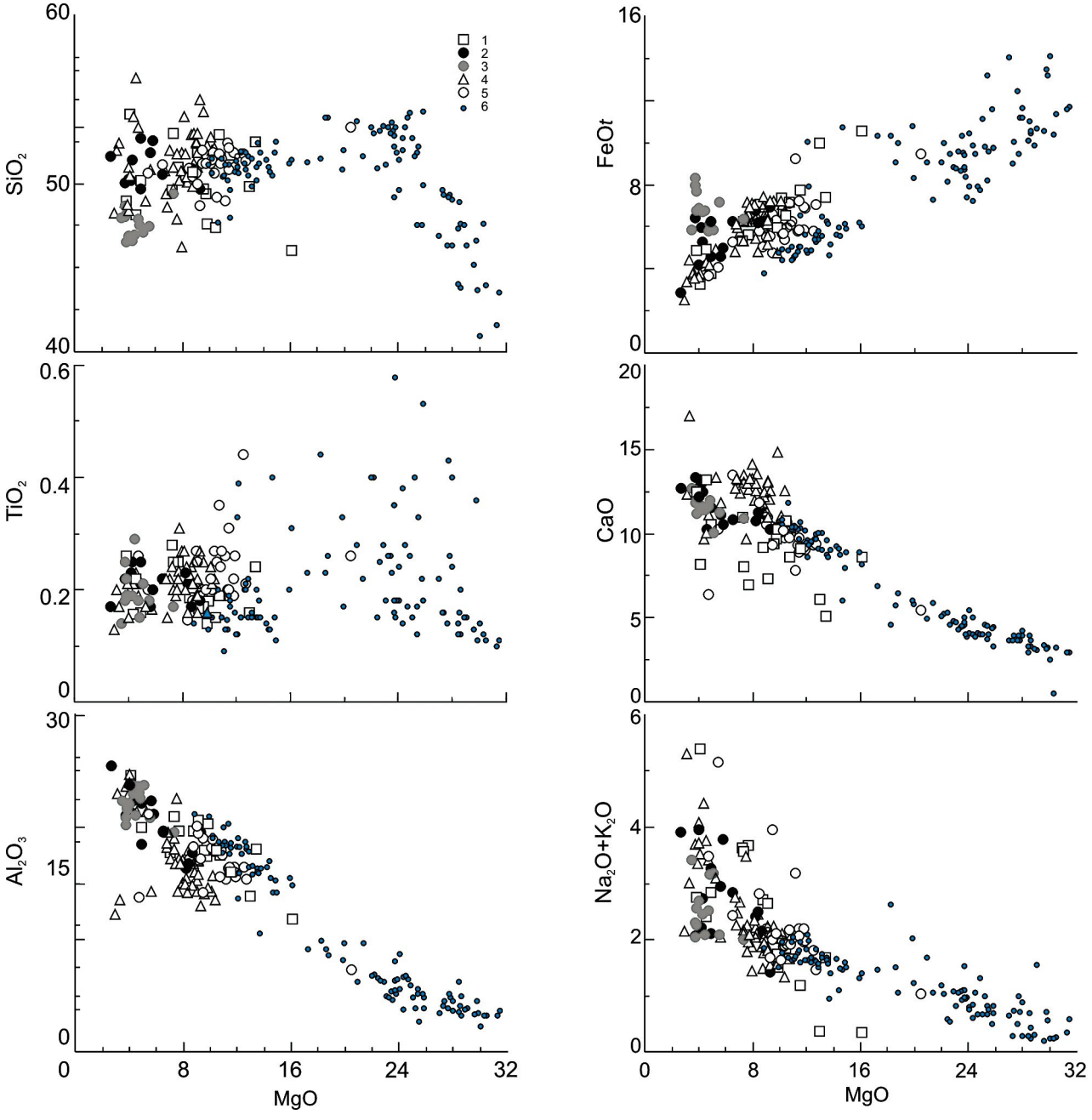
Платинометальная минерализация в пределах обычного ЭПГ рифа встречается в пятнистых анортозитах, перемежающихся с лейкократовыми и мезократовыми габброноритами, что хорошо видно по нормативному составу и геохимии элементов на фигуре 4а. ЭПГ риф мощностью 15–20 м в скв. 1990 локализован преимущественно в пойкилитовых анортозитах и характеризуется уменьшением магнезиальности пород к центральной части рифа (фиг. 4б).



Фиг. 6. Классификационная диаграмма Ca-амфиболов ИВ: 1 – габбронориты и пятнистые анортозиты, залегающие стратиграфически выше ЭПГ рифа; 2 – ЭПГ риф, 3 – габбронориты, подстилающие ЭПГ риф (по Leake et al., 1997).

ГЕОХИМИЯ ПОРОД ИНТРУЗИИ ВУРУЧУАЙВЕНЧ

Распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) было изучено по скважинам, вскрывшим полный разрез ИВ, и норитам расслоенной серии массива Нюд. Петрогенные элементы образуют на петрохимических диаграммах достаточно компактное поле (фиг. 7). Породы глубоких частей ИВ являются менее магнезиальными и хромистыми по сравнению с одноименными породами массива Нюд и имеют отличный тренд дифференциации (см. фиг. 7). Отмечается незначительное постепенное увеличение магнезиальности пород и содержаний в них хрома по направлению к подошве массива (фиг. 4а).



Фиг. 7. Диаграммы распределения петрогенных элементов в породах интрузии Вуручуайвенч (1–5) и массива Нюд (6): 1 – породы расслоенной зоны, залегающие стратиграфически выше ЭПГ рифа, 2 – “нормальный” ЭПГ риф, 3 – “потолевый” ЭПГ риф, 4 – породы расслоенной зоны, подстилающие ЭПГ риф, 5 – габбронориты нижней зоны ИВ (скв. 1226), 6 – нориты и габбронориты массива Нюд. FeO*t* – общее железо в пересчете на FeO.

Наиболее детально геохимические особенности пород ИВ изучены в пределах расслоенной зоны. Содержания петрогенных элементов в одноименных породах ЭПГ рифа и в породах выше- и нижележащих горизонтов достаточно близки (табл. 1, фиг. 4, фиг. 7). Вариации содержаний элементов обусловлены в основном чередованием пород различного состава, от анортозитов до мезократовых и меланократовых габброноритов. Интересной особенностью раздува ЭПГ рифа большей мощности является уменьшение содержаний Cr_2O_3 и магнезиальности пород и увеличение содержаний щелочей, Al_2O_3, ЭПГ, Cu и Ni, что обусловлено приуроченностью этого рудного горизонта к пойкилитовым анортозитам и габбро-пегматитам (фиг. 4б).

Таблица 1. Содержания породообразующих, рудных и рассеянных элементов в породах интрузии Вуручуайвенч

Скважина 1844											
Глубина	14.8	29.3	32.5	33.1	35.9	39.9	47.2	58.7	98.3	111.6	166.4
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
мас. %											
LOI	4.04							2.38	1.80	1.75	1.76
Na_2O	3.18	1.12	3.91	2.17	2.20	3.47	1.74	3.05	2.41	1.49	1.83
MgO	7.19	11.53	4.09	8.22	6.48	5.79	8.98	4.11	7.08	9.11	8.20
Al_2O_3	18.02	16.07	24.63	16.31	19.68	21.13	14.27	21.70	17.16	17.05	16.70
SiO_2	49.58	51.69	54.13	50.34	50.53	52.57	52.40	50.44	51.99	50.94	51.75
K_2O	0.46	0.06	1.49	0.23	0.64	0.32	0.07	0.48	0.26	0.37	0.22
CaO	10.95	9.14	8.15	10.73	10.82	10.52	11.36	13.18	12.40	13.11	12.96
TiO_2	0.28	0.19	0.16	0.23	0.22	0.20	0.21	0.20	0.22	0.16	0.20
MnO	0.105	0.13	0.06	0.12	0.092	0.08	0.11	0.067	0.109	0.106	0.117
Fe_2O_3	5.91	8.62	3.66	7.50	6.96	5.57	7.27	4.20	6.40	5.73	6.09
P_2O_5	0.04	0.02	0.02	0.02	<0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02	0.03
S	0.08	0.02	0.01	0.41	1.13	0.12	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	99.84	98.58	100.31	96.28	98.75	99.79	96.52	99.86	99.87	99.85	99.87
ppm											
Pt	–	–	0.09	0.393	0.773	0.143	0.14	–	–	–	–
Pd	–	–	0.5	3.02	5.90	1.19	0.8	–	–	–	–
Cr	142	102	30	101	81	36	62	37	73	181	145
V	102	90	63	105	84	86	130	70	114	90	102
Co	31	49	21	46	79	36	45	17	36	33	32
Ni	183	229	168	1136	3034	482	423	94	148	219	192
Cu	70	88	114	1839	6063	799	478	69	40	39	41
Zn	44	62	22	50	55	31	43	32	49	44	47
Rb	10	6	39	9	15	12	6	9	8	8	<5
Sr	382	291	389	281	322	341	264	385	303	260	266
Zr	54	27	30	30	26	31	27	55	45	34	43
Ba	133	57	570	58	166	133	10	166	118	139	111
U	0.14	0.063		0.082	0.071			0.09		0.027	0.052
Th	0.58	0.27		0.29	0.33			0.42		0.1	0.18
Y	5.6	3.7		5.5	4			3.7		3.5	4.2
Nb	1.1	0.53		0.68	0.67			0.85		0.29	0.41

Таблица 1. Продолжение

Скважина 1844											
Глубина	14.8	29.3	32.5	33.1	35.9	39.9	47.2	58.7	98.3	111.6	166.4
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ppm											
Pb	<10							<10	<10	<10	<10
As	<10							<10	<10	<10	<10
Cl		129	163	133		148	140				
La	5.1	2.9	3.4	3.3	3.2	3.41	2.35	3.6	3.11	1.9	2.7
Ce	10	6.3	6.88	7.3	6.9	7.31	5.2	7.9	6.65	4.2	5.8
Pr	1.4	0.84	0.83	1	0.97	0.92	0.7	1	0.86	0.59	0.84
Nd	5.8	3.5	3.29	4.7	4.1	3.77	3.05	4.2	3.51	2.8	3.7
Sm	1.1	0.61	0.62	0.94	0.79	0.76	0.68	0.77	0.74	0.55	0.79
Eu	0.57	0.36	0.46	0.45	0.51	0.36	0.31	0.49	0.4	0.34	0.42
Gd	1.6	0.89	0.67	1.3	1.1	0.86	0.76	1.1	0.85	0.73	1.09
Tb	0.19	0.12	0.09	0.19	0.15	0.12	0.12	0.14	0.13	0.11	0.14
Dy	0.9	0.69	0.5	0.99	0.76	0.72	0.75	0.71	0.77	0.63	0.81
Ho	0.19	0.15	0.1	0.21	0.16	0.14	0.15	0.13	0.15	0.12	0.17
Er	0.61	0.44	0.28	0.62	0.46	0.43	0.45	0.45	0.47	0.4	0.5
Tm	0.085	0.055	0.04	0.08	0.056	0.06	0.06	0.056	0.07	0.054	0.065
Yb	0.58	0.44	0.24	0.56	0.44	0.4	0.43	0.37	0.45	0.41	0.48
Lu	0.08	0.062	0.03	0.081	0.059	0.06	0.06	0.049	0.07	0.058	0.066
Li	10	12		10	9.2			6		6.1	6.5
Be	0.45	0.34		0.19	0.26			0.15		0.22	0.17
Sc	30	25		27	23			20		29	32
Ti	1517	994		1230	1042			1043		784	947
V	120	98		116	96			84		103	119
Cr	109	104		111	60			21		148	126
Mn	780	904		840	652			459		792	871
Co	37	46		52	96			20		37	39
Ni	179	226		1365	3287			82		199	167
Zn	25	44		39	44			17		34	26
Rb	10	1.6		5.3	13			11		11	5.7
Sr	420	291		301	358			420		274	282
Nb	1.1	0.53		0.68	0.67			0.85		0.29	0.41
Ag	0.18	0.15		1.1	2.2			0.21		0.07	0.08
Cd	0.04	0.03		0.31	0.66			0.05		0.04	0.06
Cs	0.16	0.09		0.14	0.22			0.17		0.14	0.38
Ba	90	16		62	151			129		99	78
Hf	0.38	0.18		0.28	0.29			0.35		0.11	0.15
Ta	0.11	0.089		0.11	0.11			0.11		0.077	0.077
Pb	2.6	1.4		2.1	3.3			2.4		1.1	1.4
Bi	0.022	0.018		0.32	0.88			0.031		0.016	0.014
Y	8				4			<5	<5	5	6

Таблица 1. Продолжение

Скважина 1990											
Глубина	34.8	38	41.3	44	47	50	53.6	55.3	56	58	64.7
№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
мас. %											
SiO_2	47.62	47.87	47.12	46.96	46.53	47.48	47.55	51.79	48.97	49.42	48.37
TiO_2	0.14	0.22	0.21	0.29	0.22	0.18	0.15	0.20	0.17	0.22	0.15
Al_2O_3	20.31	23.62	23.81	21.05	21.97	20.89	22.53	14.36	21.42	18.56	24.74
Fe_2O_3	6.64	5.47	6.53	7.53	7.55	7.97	6.83	7.95	5.48	6.82	4.07
MnO	0.107	0.08	0.08	0.07	0.06	0.08	0.08	0.13	0.09	0.11	0.07
MgO	9.78	4.57	5.10	4.49	3.87	5.53	4.79	7.60	5.27	6.77	4.01
CaO	10.27	13.22	10.01	11.40	11.20	11.29	12.00	12.97	13.35	13.24	12.61
Na_2O	1.55	2.16	2.82	1.85	2.32	1.92	3.05	1.60	2.78	2.05	3.55
K_2O	0.19	0.24	0.36	0.23	0.23	0.17	0.12	0.18	0.32	0.20	0.54
S	0.15	0.11	0.67	1.23	1.35	1.01	0.54	0.47	0.15	0.14	0.04
P_2O_5	0.02	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03
LOI	2.96	2.24	2.46	3.51	3.33	2.04	1.18	1.91	1.66	2.11	1.67
Сумма	99.74	99.85	99.23	98.65	98.66	98.59	98.84	99.19	99.69	99.68	99.85
ppm											
Pt	0.08	0.05	0.230	0.72	0.79	0.94	0.58	0.140	0.10	0.14	0.17
Pd	0.64	0.11	1.530	5.04	6.91	8.64	5.29	0.940	0.43	0.75	0.41
Rh	0.0047	0,001	0.016	0.044	0.054	0.08	0.047	0.008	0,001	0,001	0,001
Ir	0.0009	0.0005	0.001	0.001	0.009	0.006	0.02	0.010	–	0.001	0.001
Cr	143	44	49	124	39	59	38	104	68	92	29
V	61	83	73	93	81	69	51	112	69	97	54
Co	50	22	72	52	45	54	80	64	32	50	22
Ni	529	212	1242	2830	3070	3160	3588	1591	708	828	210
Cu	530	234	2821	5281	5190	5477	5362	4499	1246	985	254
Zn	58	34	57	66	54	45	38	50	37	43	27
Rb	8	7	10	8	6	5	4	4	8	6	10
Sr	220	289	291	338	348	334	317	158	297	276	372
Zr	21	30	34	35	34	31	25	25	26	30	26
Ba	62	87	146	102	96	104	49	22	73	50	224
Cl	550	480	1591				46	150	128	143	74
La	1.6	3.36	4.29	3.22	3.14	2.09	2.23	2.2	2.45	2.49	2.2
Ce	3.2	7.28	9.20	7.09	7.04	4.33	4.83	5.2	5.30	5.51	4.5
Pr	0.4	0.94	1.14	0.92	0.93	0.59	0.61	0.75	0.65	0.72	0.6
Nd	1.7	3.54	4.40	3.64	3.51	2.37	2.38	3.4	2.83	3.06	2.5
Sm	0.32	0.75	0.90	0.81	0.79	0.51	0.49	0.73	0.64	0.69	0.46
Eu	0.3	0.42	0.59	0.39	0.42	0.36	0.42	0.31	0.34	0.31	0.44
Gd	0.46	0.90	1.00	0.93	0.93	0.59	0.57	1	0.69	0.75	0.73
Tb	0.06	0.14	0.16	0.15	0.14	0.10	0.09	0.14	0.10	0.11	0.092
Dy	0.34	0.81	0.83	0.78	0.82	0.63	0.56	0.76	0.63	0.71	0.43
Ho	0.07	0.16	0.18	0.16	0.17	0.11	0.11	0.16	0.13	0.14	0.1

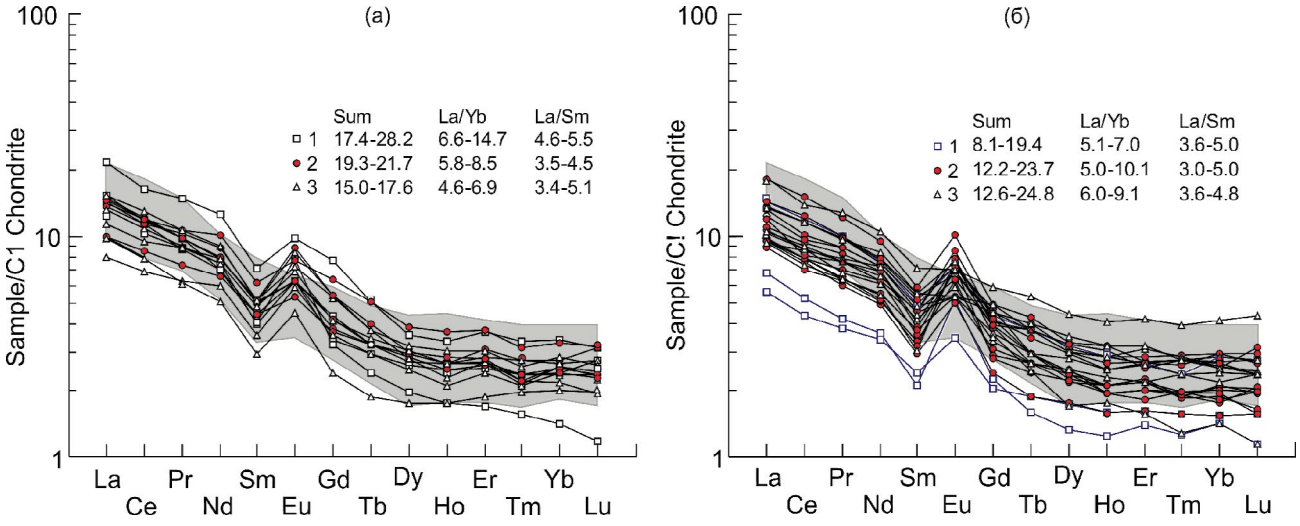
Таблица 1. Окончание

Скважина 1990											
Глубина	34.8	38	41.3	44	47	50	53.6	55.3	56	58	64.7
№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
ppm											
Er	0.23	0.44	0.45	0.44	0.42	0.33	0.30	0.51	0.36	0.43	0.26
Tm	0.032	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.072	0.06	0.06	0.033
Yb	0.24	0.48	0.43	0.44	0.45	0.31	0.33	0.44	0.37	0.41	0.24
Lu	0.029	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.04	0.062	0.06	0.06	0.029
Li		5.9	7.7	5.5	5.6	5.9	6.7		4.4		
Be		0.21	0.50	0.18	0.18	0.21	0.19		0.20		
Sc		16	12	12	14	15	13		16		
Nb		0.84	0.91	0.84	0.70	0.61	0.42		0.49		
Mo		0.41	0.86	0.44	0.40	0.17	0.25		0.27		
Ag		0.16	1.15	2.38	2.21	2.12	2.57		0.46		
Cd		0.080	0.53	0.65	0.59	0.39	0.15		0.023		
Cs		0.42	0.63	0.38	0.30	0.32	0.16		0.35		
Hf		0.51	0.43	0.37	0.36	0.19	0.26		0.27		
Ta		0.30	0.27	0.24	0.23	0.18	0.17		0.17		
Pb		3.6	4.2	6.2	5.6	4.6	4.0		2.3		
Th		0.62	0.61	0.50	0.43	0.23	0.26		0.32		
Y		4	2	8	8	4	3				
U		0.14	0.16	0.13	0.10	0.044	0.061		0.057		

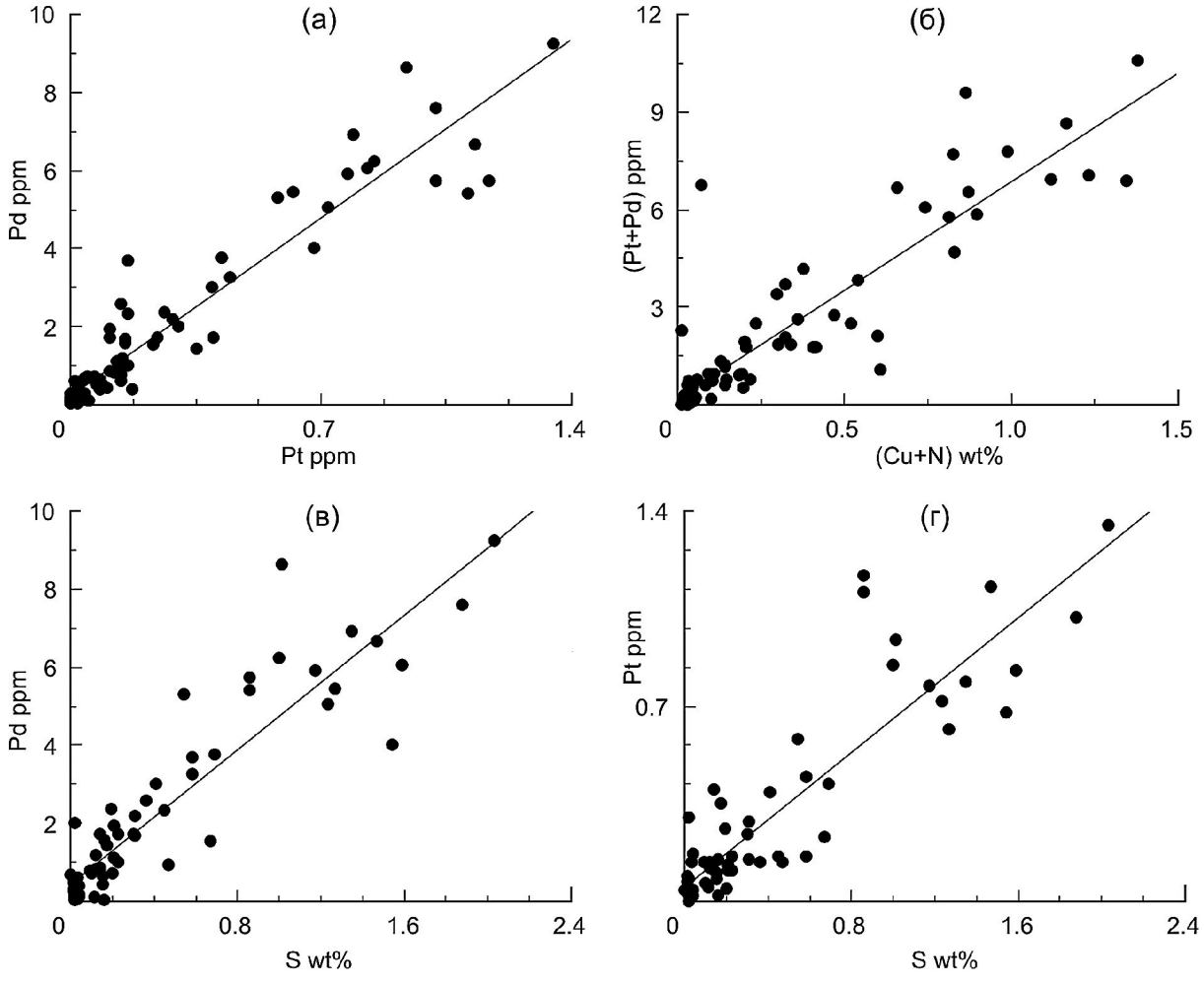
Примечание. 1, 2, 4, 5, 7, 9–12, 19, 21 – мезократовые и лейкократовые габбронориты, 3, 6, 8, 13–18, 20,22 – пятнистые и такситовые анортозиты и лейкогаббронориты. Пустые поля – нет анализа, – не обнаружено. RFA и ICP-MS, ИГЕМ РАН.

Содержания РЗЭ в породах ИВ варьируют от 8.1 до 28.2 ppm. В габброноритах и норитах массива Нюд-Поаз, по нашим данным, содержания колеблются от 8.6 до 14.5 ppm, что соответствует исследованиям, опубликованным в работах (Расслоенные..., 2004, Гребнев и др., 2014). На диаграммах распределения РЗЭ, нормированных по C1 хондриту, видно, что породы ИВ обогащены легкими РЗЭ и имеют положительную европиевую аномалию (табл. 1, фиг. 8а, б). В породах массива Нюд, при близких содержаниях РЗЭ, распределение РЗЭ характеризуется более пологим наклоном кривых, менее значимой европиевой аномалией и горизонтальным трендом фигуративных точек от средних к тяжелым РЗЭ (фиг. 8). Отмечается повышенное содержание РЗЭ в лейкократовых габброноритах выше ЭПГ рифа (фиг. 8а). Более низкие содержания РЗЭ со слабой европиевой аномалией выше ЭПГ рифа в одной из скважин (фиг. 8б) обусловлены присутствием слоя меланократовых норитов. Несмотря на широкое развитие апатита в рудоносных породах (фиг. 5г), различия в соотношении содержаний отдельных РЗЭ по сравнению с безрудными породами не выявлено.

Содержания суммы ЭПГ в рифе в среднем составляют от 3 до 10 ppm с отношением Pd/Ir =780–1400 и Pd/Pt = 4–16.4. Содержания меди и никеля колеблются от 0.1 до 0.5 мас. % и от 0.03 до 0.3 мас. % соответственно. Содержания других благородных металлов в ЭПГ рифе ИВ составляют 1.0–100 ppm Ag и 0.01–0.12 ppm Au. Характерна высокая положительная корреляция Pd и Pt с Ni, Cu и S (фиг. 9). В изученных скважинах не отмечается корреляции между мощностью рудного горизонта и содержанием суммы ЭПГ (фиг. 4а, б). Аналогичная закономерность отмечается в ЭПГ рифе интрузии Манни-Манни в Австралии и в J-M рифе комплекса Стиллуотер, в то время как в рифе Меренского (Бушвельд) и в Главной сульфидной зоне Великой Дайки Зимбабве происходит разубоживание руд при увеличении мощности пласта (Zientek, 2012).



Фиг. 8. Распределение РЗЭ в породах ИВ по скважинам 1844, 1801, 1803 (а) и 1990 (б): 1 – породы, залегающие стратиграфически выше ЭПГ рифа; 2 – ЭПГ риф, 3 – породы, подстилающие ЭПГ риф; 4 –нориты и габбронориты массива Нюд (поле серого цвета). На врезках – таблицы средних значений (35 проб) суммы РЗЭ (ppm) и отношений La/Yb и La/Sm.



Фиг. 9. Вариации содержаний рудных элементов в ЭПГ рифе на двухкомпонентных диаграммах: а – Pd–Pt, б – (Pt + Pd)–(Cu + Ni), в – Pd–S, г – Pt–S.

АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ, СЕРЕБРА И ЗОЛОТА В РУДАХ ИНТРУЗИИ ВУРУЧУАЙВЕНЧ

Вкрапленность Fe-Cu-Ni сульфидов, содержащих минералы благородных металлов, в большинстве случаев приурочена в ЭПГ рифе к анортозитам и лейкократовым габброноритам пятнистой и такситовой текстуры, реже к массивным мезократовым габброноритам. МПГ ассоциируют с вкрапленностью магматических сульфидов и локализованы в интеркумулусе плагиоклаза и пироксенов, которые в различной степени замещены амфиболами, цоизитом и хлоритом (фиг. 3е, ж; фиг. 5). Основные рудные минералы представлены пентландитом, халькопиритом и пирротином (фиг. 10а–в, фиг. 11в–з). Наряду с первичной ассоциацией широко развиты более поздние сульфиды – пирит, миллерит, борнит, виоларит, хизлевудит, марказит, ковеллин, халькозин (фиг. 10г, фиг. 12 г–е). Второстепенными и акцессорными минералами в рудах являются магнетит, ильменит, кобальтин, герсдорфит, никелин, сфалерит, галенит, макинавит, аргентопентландит, молибденит, алтаит, гессит, теллуриды меди и висмута. Составы и парагенезисы рудных минералов, ассоциирующих с МПГ, были детально описаны ранее (Гроховская и др. 2000, 2003).

Распределение МПГ по отдельным пробам крайне неравномерное, и количественный подсчет (без учета площади), проведенный по пробам из интервалов трех скважин, показал значительный разброс в распространенности отдельных групп минералов. Так, в одной из проб может быть развита ассоциация сперрилит и Pd-висмутотеллуриды, в другой – мончеит и Pd-(±Ni) арсениды и антимониды. Более детальные исследования по количественному и площадному распределению МПГ в интрузии ИВ с аналогичными результатами ранее были выполнены В.В. Кнауфом (Кнауф и др., 2008). МПГ образуют мономинеральные зерна и сложные многофазные срастания, иногда с реакционными соотношениями минералов и замещением ранних минералов более поздними. Судя по текстурным соотношениям, первичные МПГ ассоциируют с магматическими сульфидами. Под воздействием магматических флюидов они сменяются более поздними ассоциациями.

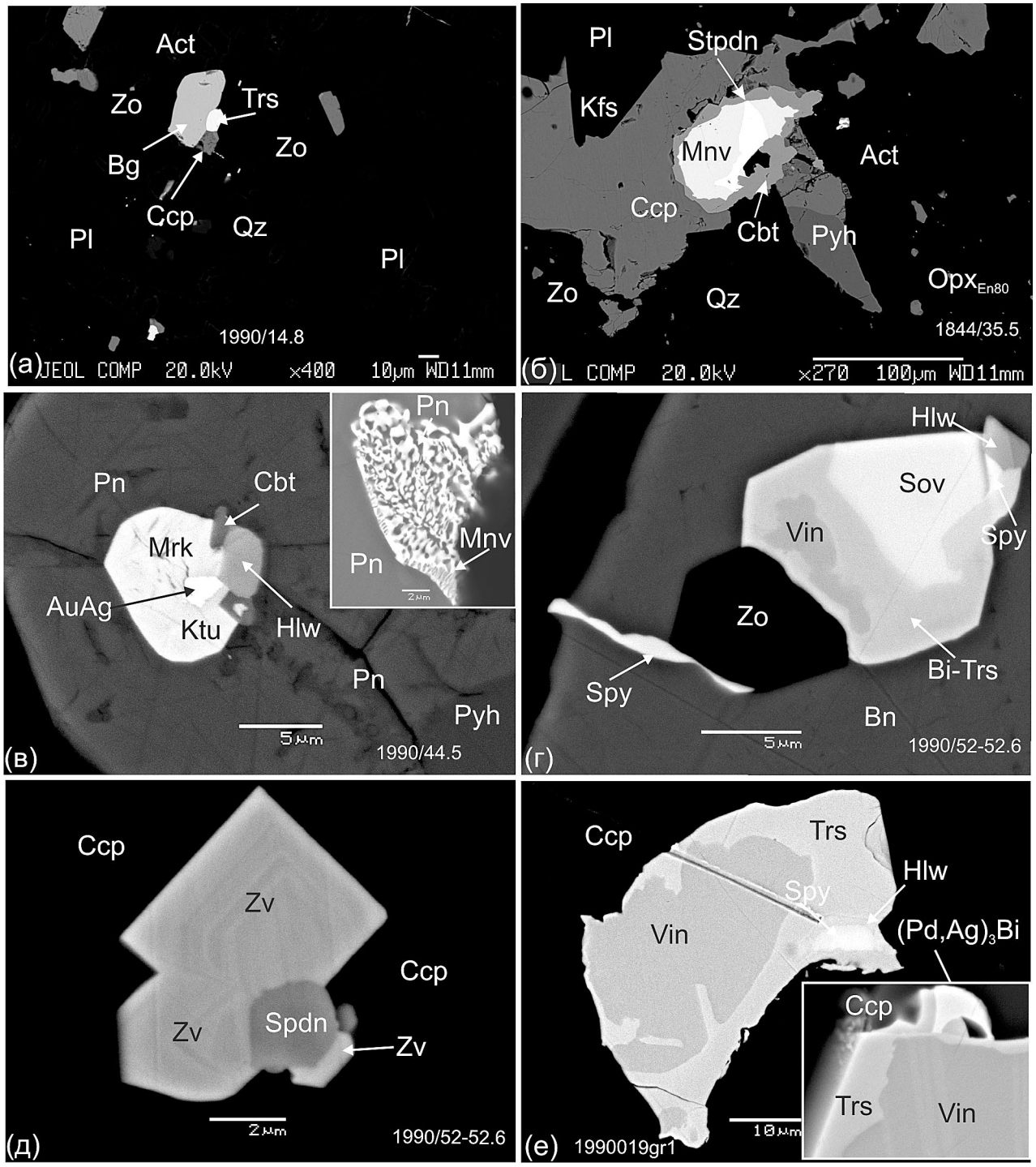
МПГ в ЭПГ рифе ИВ характеризуются большим разнообразием видов, к настоящему времени нами установлено около 40 минералов благородных металлов (табл. 2). Количественно в рудах преобладают арсениды, стибиоарсениды и висмутотеллуриды палладия, минералы остальных платиноидов развиты менее широко. ЭПГ установлены в виде примесей в пентландите и минералах ряда кобальтин-герсдорфит, составы и парагенезисы которых детально описаны ранее (Гроховская и др., 2000). В срастаниях с МПГ установлены самородное золото, AuAg сплавы, гессит и науманнит. Среди минералов платины преобладает сперрилит, в меньшей степени развит мончеит, крайне редко встречаются минералы ряда брэггит-высоцкит.

Сперрилит ($PtAs_2$) является одним из основных носителей платины в ЭПГ рифе. В аншлифах и гравитационных концентратах встречаются многочисленные мономинеральные зерна размером от 1–3 до 150 мкм и полиминеральные срастания. Сперрилит кристаллизуется в сульфидах и на границе их с силикатами, иногда в нем отмечаются включения цоизита. В ассоциации со сперрилитом отмечаются холлингвортит, который его замещает (фиг. 10г, е), висмутотеллуриды Pd, изомертиит, торнрусит, винцентит, неназванный минерал $Pd_2(As,Sn)$, AuAg сплавы (фиг. 11а). Сперрилит имеет постоянный состав, иногда присутствует примесь Rh и Ir (до 0.34 и 0.27 мас. % соответственно).

Минералы серии брэггит-высоцкит в изученных пробах представлены несколькими зернами высоцкита (Pd,Ni)S и брэггита ($Pd_{0.71-0.74}Pt_{0.05-0.07}Ni_{0.19-0.22}$) S с незначительными колебаниями состава. Интересна находка брэггита в безрудных лейкократовых габброноритах выше ЭПГ рифа, брэггит в них образует срастание с торнруситом и халькопиритом в интеркумулусе зерен плагиоклаза (фиг. 10а).

Сплавы Pt и Pd в рифе встречаются очень редко. Исключением является звягинцевит (Pd_3Pb), который локализован в халькопирите в виде тонких эмульсионных капель или в срастании с другими МПГ (фиг. 10д, фиг. 12а). Единственное мелкое зерно (~ 5 мм) хонгшиита (PtCu) было найдено в срастании с неизвестным минералом $(Pd,Ag)_3Bi$ (фиг. 12б).

Минералы систем Pd-(±Cu)-Sn-(±As) в изученных образцах представлены единичными зернами станнопалладинита и станноарсенидами палладия – паларстанидом и неизвестным минералом $Pd_2(Sn,As)$. Станнопалладинит (Pd_5Sn_2Cu) образует срастание с идиоморфными кристаллами звягинцевита в матрице



Фиг. 10. Ассоциации МПГ в ЭПГ рифе ИВ: а – срастание брэггита (Bg), торнрусита (Trs) и халькопирита в пойкилитовом анортозите; б – каплевидное срастание стибиопалладинита (Stpdn) и меньшиковита (Mnv) с каймой кобальтина (Cbt) в халькопирите. Pyh – пирротин, Kfs – калиевый полевой шпат; в – срастание меренскиита (Mrk), котульскита (Ktu), холлингвортита (Hlw), Au-Ag сплава и кобальтина (Cbt) в пентландите. На врезке справа – симплектит меньшиковита и пентландита; г – срастание сперрилита (Spy), холлингвортита (Hlw), соболевскита (Sov), винцентита (Vin) и Bi-содержащего торнрусита (Bi-Trs) в борните (Bn); д – станнопалладинит (Spdn) и идиоморфные кристаллы звягинцевита (Zv) в халькопирите; е – сперрилит и холлингвортит в торнрусите, в центре – винцентит. На врезке – зерно $(Pd,Ag)_3Bi$ и винцентит с каймой торнрусита. Изображения сканирования в обратно-рассеянных электронах, JSM 5610, JXA 8200, ИГЕМ РАН.

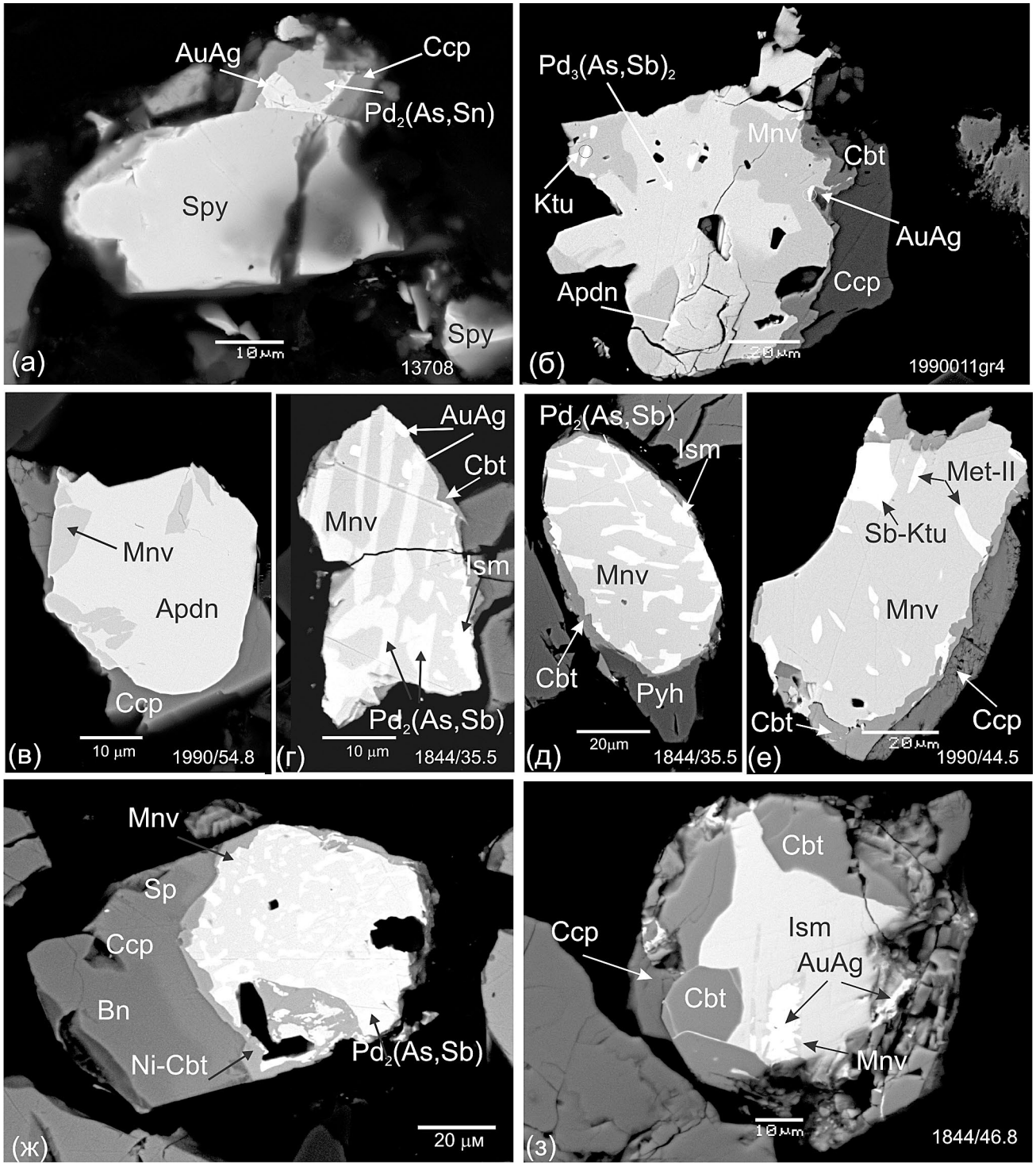
халькопирита (фиг. 10д, табл. 3). Паларстанид $Pd_5(Sn,As)_2$ установлен в виде мономинеральных включений размером 3–7 mm в матрице халькопирита (табл. 3). Минерал $Pd_2(Sn,As)$ найден в срастании со сперрилитом и AuAg сплавом (см. табл. 3, фиг. 11а). В природе отмечаются моноклинный палладоарсенид Pd_2As и орторомбический паоловит Pd_2Sn, но из-за малого размера определить структуру $Pd_2(Sn,As)$ не представляется возможным.

Висмутотеллуриды Pt и Pd являются второй по распространенности группой МПГ в ЭПГ рифе ИВ и представлены широким набором минеральных фаз (табл. 2). Минералы встречаются в виде отдельных зерен и полиминеральных срастаний с МПГ других систем - арсенидами, антимонидами, сульфоарсенидами, Pd-Ag-теллуридами, а также с гесситом и сплавами AuAg (фиг. 10в, фиг. 11б, е). Как и в других рудопроявлениях МИК, в интрузии Вуручуайвенч висмутотеллуриды Pt и Pd характеризуются широким изоморфизмом Te и Bi (Гроховская и др., 2003, фиг. 6). Наиболее распространенными являются котульскит, теллуропалладинит и минералы ряда мончеит-меренскиит. Фрудит, замещаемый тонким срастанием фаз состава Pd-Ag-Te-Bi, и соболевскит встречаются лишь в виде единичных зерен, как и сурьмянистая разновидность котульскита (табл. 3, фиг. 10г, фиг. 11е).

Висмутотеллуриды Ag и Pd встречаются в рифе достаточно редко и представлены теларгпалитом $(Pd,Ag)_3(Te,Bi)$, сопчеитом $Ag_4Pd_3Te_4$, луккулайсвааритом $Pd_{14}Ag_2Te_9$ и новой минеральной фазой $(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$ (в порядке убывания). Сопчеит образует срастания с меренскиитом, котульскитом и гесситом в халькопирите, иногда на контакте со сфалеритом. Теларгпалит выделяется в халькопирите или на границе халькопирита с гидроксилсодержащими силикатами и обычно содержит Bi, содержания которого повышаются к периферии зерна. Bi-содержащий теларгпалит образует каймы и включения переменного состава (табл. 3, фиг. 12а). Каймы образованы минеральными фазами $(Pd,Ag)_3(Bi,Te)$, $(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$ и $Pd_{14}Ag_2(Bi,Te)_9$, причем последняя по стехиометрии близка к луккулайсвааритy. Подобные каймы, обогащенные висмутом, развиты и в зернах торнрусита, который также характеризуется изоморфизмом Te-Bi. Увеличение содержаний Bi к краям зерен соответствует поведению Bi при понижении температуры в экспериментальной системе (Hoffman, McLean, 1976).

Таблица 2. Минералы благородных металлов в ЭПГ рифе ИВ

Минерал	Формула
Интерметаллиды и самородные элементы	
Звягинцевит	Pd_3Pb
Самородное золото	Au
Самородное серебро	Ag
Сплав Ag>Au (кюстелит)	$AgAu_{ss}$
Сплав Au>Ag (электрум)	$AuAg_{ss}$
Станнопалладинит	Pd_5Sn_2Cu
Хонгшиит	PtCu
Сульфиды	
Брэггит	(Pd,Pt,Ni)S
Высоцкит	(Pd,Ni)S
Колдвеллит	Pd_3Ag_2S
Арсениды, антимониды	
Арсенопалладинит	$Pd_8As_{2.5}Sb_{0.5}$
Винцентит	Pd_3As
Изомертиит	$Pd_{11}As_2Sb_2$
Маякит	PdNiAs
Меньшиковит	$Ni_3Pd_2As_3$
Мертиит I	$Pd_{11}(Sb,As)_4$
Мертиит II	$Pd_8(Sb,As)_3$
Паларстанид	$Pd_5(As,Sn)_2$
Палладоарсенид	Pd_2As
Сперрилит	$PtAs_2$
Стибиопалладинит	$Pd_{5+x}Sb_{2-x}$
Стиллуотерит	Pd_8As_3
Теллуриды, селениды, висмутиды и арсенотеллуриды	
Гессит	Ag_2Te
Котульскит	Pd(Te,Bi)
Луккулайсвааpаит	Pd_6AgTe_4
Майченерит	PdTeBi
Меренскиит	$PdTe_2$
Мончеит	$Pt(Te,Bi)_2$
Науманнит	Ag_2Se
Соболевскит	[Pd(Bi,Te)]
Сопчеит	$Ag_4Pd_3Te_4$
Теларгпалит	$(Pd,Ag)_3(Te,Bi)$
Теллуропалладинит	Pd_9Te_4
Торнрусит	$Pd_{11}Te_2As_2$
Фрудит	$PdBi_2$
ЭПГ-Co-Ni-Fe-сульфоарсениды	
Герсдорфит	(Ni,Co,Fe)AsS
Ирарсит	IrAsS
Кобальтин	(Co,Ni,Fe)AsS
Платарсит	PtAsS
Холлингвортит	RhAsS
Неизвестные минеральные фазы	
$(Pd,Ag)_3Bi$	
$Pd_2(As,Sb)$	
$Pd_3(As,Sb)_2$	
$Pd_2(Sn,As)$	
Pd-Cu-As	



Фиг. 11. Морфология зерен и срастаний МПГ в ЭПГ рифе ИВ: а – срастание сперрилита, сплава Au-Ag и фазы $Pd_2(Sn,As)$; б – срастание фазы $Pd_3(As,Sb)_2$ с арсенопалладинитом (Apdn), котульскитом и сплавом AuAg в матрице меньшиковита, замещаемое Ni-содержащим кобальтином; в – арсенопалладинит с участками (реликтами?) меньшиковита в халькопирите; г, д – субпараллельные пластинки распада изомертиита и минерала $Pd_2(As,Sb)$ в меньшиковите; е – Sb-содержащий котульскит (Sb-Ktu) и мертиит II (Mrt-II) в меньшиковите, замещаемом кобальтином; ж – округлое каплевидное зерно минерала $Pd_2(As,Sb)$ с меньшиковитом в борнит-халькопирит-сфалеритовом (Sp) вкрапленнике; з – выделение изомертиита, меньшиковита и сплава Au-Ag в Ni-кобальтине. Изображения сканирования в обратно-рассеянных электронах, JSM-5610, ИГЕМ РАН.

Минеральная фаза $(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$, по стехиометрии близкая к теларгпалиту, была установлена в срастании с хонгшиитом (PtCu) в зерне халькопирита (фиг. 12б) и в виде кайм на зернах торнрусита и винцентита (фиг. 10е, на врезке). Стехиометрия $(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$ близка к природному теларгпалиту (табл. 3) и его синтетическому аналогу (Vymazalová et al., 2015). Основные элементы в пределах зерна распределены равномерно, минерал не содержит в своем составе теллур или его содержание незначительно (см. фиг. 12б, врезка). В связи с малыми размерами зерен физические и структурные характеристики не изучены. Висмутовый аналог теларгпалита $(Pd_{1.96}Ag_{1.07}Pt_{0.01})_{3.04}(Bi_{0.51}Te_{0.43}Pb_{0.02})_{0.96}$ был установлен ранее в Федорово-Панском массиве (Толстых, Кривенко, 1995; UM1995-01-Bi:AgPdTe).

Арсенотеллуриды палладия установлены в ИВ впервые и представлены торнруситом ($Pd_{11}As_2Te_2$) и Bi-содержащим торнруситом. Торнрусит обнаружен в нескольких срастаниях с брэггитом (фиг. 10а), сперрилитом, холлингвортитом, соболевскитом, теларгпалитом и минералом $(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$. В зональных срастаниях хорошо видна последовательность образования минералов. Центр срастаний обычно сложен сперрилитом, холлингвортитом, соболевскитом и/или винцентитом, которые замещаются торнруситом, Bi-торнруситом, Bi-содержащим теларгпалитом или фазой $(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$ (фиг. 10г, 10е).

Минералы систем Pd-As-Sb и Pd-Ni-As являются наиболее распространенными в ЭПГ рифе ИВ (табл. 2).

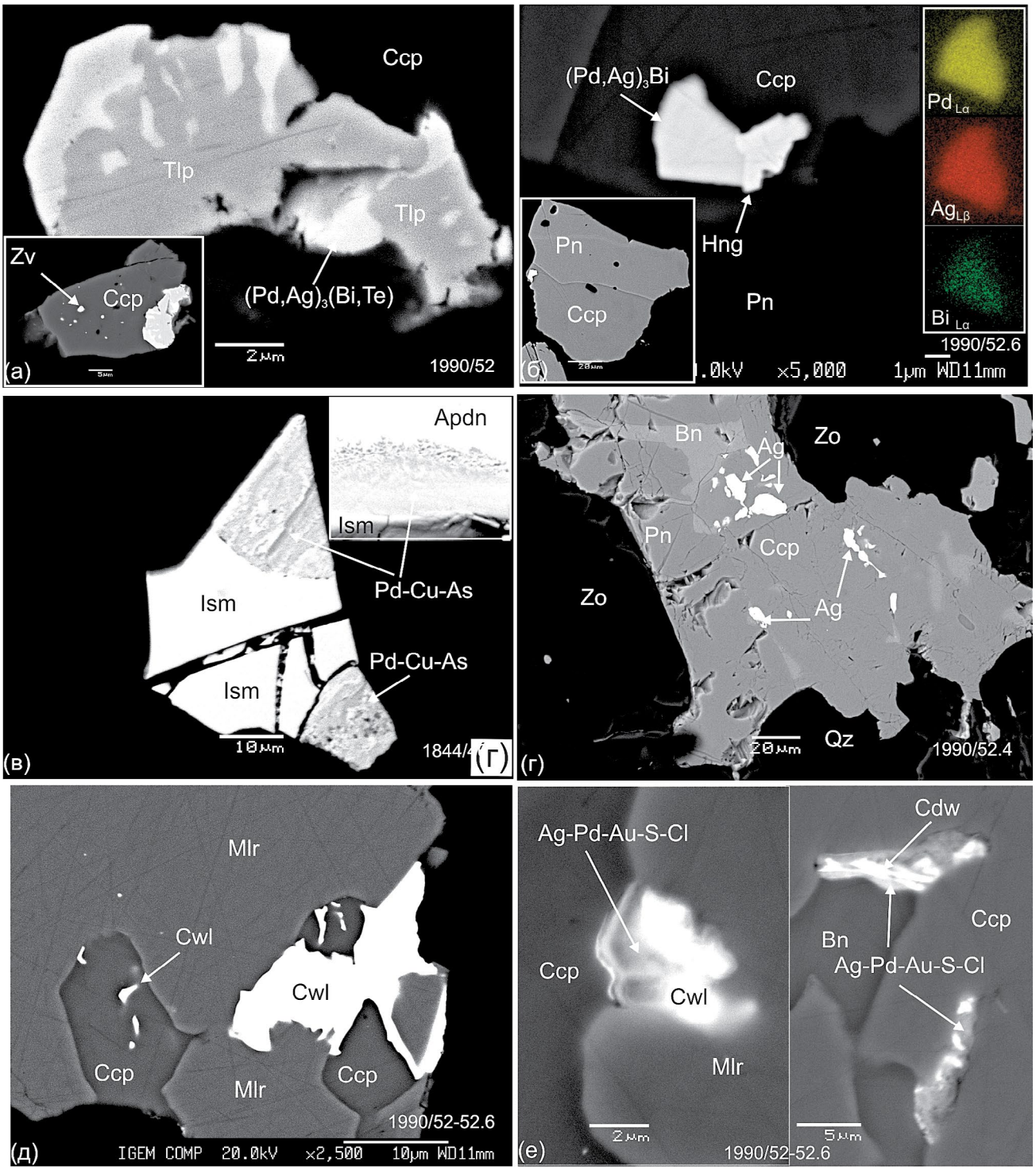
Арсениды палладия и никеля представлены меньшиковитом и единичными зернами маякита PdNiAs размером 3–8 мм, локализованными в миллерите.

Меньшиковит $Ni_3Pd_2As_3$ образует отдельные зерна, симплектиты с пентландитом (фиг. 10в, врезка) и полиминеральные сферические срастания округлой, каплевидной формы, которые имеют практически постоянный набор МПГ. Срастания локализованы в халькопирите или на контакте его с миллеритом, пентландитом, борнитом, сфалеритом, пиритом и породообразующими силикатами (фиг. 10б). Основа таких срастаний представлена меньшиковитом, в матрице которого отмечаются лейсты, пластинки и сростки арсенидов и стибиоарсенидов палладия (фиг. 11б–з). В некоторых срастаниях меньшиковит преобладает, в других он почти полностью сменяется арсенидами палладия (фиг. 11в, 11з). В основе одного из срастаний, кроме меньшиковита, найден никелин (Грохов-ская и др., 2003, фиг. 8с).

Pd-арсениды в таких глобулях представлены изомертиитом, палладоарсенидом, арсенопалладинитом, мертиитом-II, неназванными фазами $Pd_2(As,Sb)$ и $Pd_3(As,Sb)_2$, мертиитом-I и стиллуотеритом (в убывающем порядке). В срастаниях в переменных количествах также присутствуют котульскит, стибиопалладинит (Pd_5Sb_2), Sb-содержащий котульскит, теллуропалладинит и сплавы AgAu. Большинство изученных глобулярных срастаний имеют кайму различных размеров, сложенную Ni-содержащим кобальтином или герсдорфитом (фиг. 11б, 11г–з). Между МПГ и минералами ряда кобальтин-герсдорфит отчетливо прослеживается генетическая связь, но последовательность кристаллизации при этом остается не совсем понятной. В большинстве срастаний Ni-Co-Fe сульфоарсениды окаймляют МПГ (фиг. 11б, 11г–е). В отдельных случаях капли Pd-Ni-As инкапсулированы в кобальтине и просачиваются в трещинки между кристаллами кобальтина (фиг. 11з).

Минерал $Pd_2(As,Sb)$ является сурьмянистой разновидностью палладоарсенида либо новым минеральным видом (фиг. 11г, д, ж). На ранее опубликованной трехкомпонентной диаграмме (Гроховская и др., 2003, фиг. 9а) видны точки составов палладоарсенида, Sb-содержащего палладоарсенида и компактное поле фигуративных точек $Pd_2(As,Sb)$ с практически равными содержаниями мышьяка и сурьмы. Неназванный минерал $Pd_3(As,Sb)_2$, ранее найденный в срастании с котульскитом (Гроховская и др., 2003, табл. 5, ан. 8), установлен в тяжелых концентратах в ассоциации с котульскитом, арсенопалладинитом, изомертиитом и AuAg сплавом в матрице меньшиковита (фиг. 11б).

Винцентит Pd_3As образует мелкие (1–5 мкм) зерна или срастания с соболевскитом, сперрилитом, холлингвортитом и торнруситом в миллерите, борните, халькопирите, Ni-кобальтине или на контакте их с силикатами. Винцентит обычно слагает центральную часть зерна и замещается торнруситом, Bi-содержащим торнруситом, минералом состава $(Pd,Ag)_3Bi$ (фиг. 10г, е). В сферических срастаниях с меньшиковитом, изомертиитом и другими арсенидами он не встречается. Винцентит почти не содержит изоморфных примесей, в отдельных зернах отмечается до 3.0 мас. % Sb (табл. 3).



Фиг. 12. Минералы благородных металлов в ЭПГ рифе ИВ: а – замещение теларгпалита (Tlp) минералом $(Pd,Ag)_3(Bi,Te)$ (на врезке общий вид срастания с эмульсионной вкрапленностью звягинцевита в халькопирите); б – срастание хонгшиита (Hng) с минералом $(Pd,Ag)_3Bi$ в халькопирите (на врезках – общий план и карты Pd_{La}, Ag_{Lb}, Bi_{La}); в – изомертиит, замещаемый тонкозернистым агрегатом состава Pd-Cu-As (на врезке – морфология замещения); г – самородное серебро (Ag) в Pn-Bn-Ccp вкрапленнике; д – колдвеллит (Cwl) в Ccp-Mlr вкрапленнике; е – замещение колдвеллита наноразмерным агрегатом состава Ag-Pd-Au-S-Cl на контакте халькопирита с миллеритом (Mlr) и борнитом; а–в, д–е – эпоксидные аншлифы из гравитационного концентрата, г – аншлиф. Изображения сканирования в обратно-рассеянных электронах, JSM-5610, JXA 8200, ИГЕМ РАН.

Таблица 3. Минералы палладия в ЭПГ рифе интрузии Вуручуайвенч

			Pd	Ag	Cu	Fe	Ni	As	Sb	Te	Bi	Sn	Hg	Pb	S	Сумма
№	Образец	Минерал	мас. %													
1	1801/78.6	Винцентит	78.08			0.39		18.37	2.96							99.80
2	1844/35.5	Изомертиит	74.32					9.85	16.67							100.84
3	1844/35.1	Палладоарсенид	72.10			0.14	0.15	25.08	3.10							100.57
4	1844/35.4	$Pd_2(As,Sb)$	65.45				0.78	13.49	20.69							100.41
5	1844034	Арсенопалладинит	76.55					18.20	3.34							98.09
6	1844/35.5	Стибиопалладинит	68.70				1.04	3.84	25.69							99.27
7	1990019 gr5	Станнопалладинит	64.16		5.34	1.02						28.34				98.86
8	1990019 gr2	Паларстанид	63.37		1.58	1.38		7.00				23.29	1.68		0.47	98.78
9	13708 gr1	$Pd_2(Sn,As)$	66.48					7.74				27.37				101.59
10	1803/65.8	Маякит	46.88			0.15	20.58	31.36							0.11	99.08
11	1844023	Меньшиковит	47.86				18.42	33.04		0.39						99.71
12	1990019	Торнрусит	72.09		0.17	0.16		9.00		13.70	2.67			0.60		98.84
13	1990/14.8	Bi-Торнрусит	73.21					9.19		7.36	7.35	3.68				100.79
14	1990019	Теларгпалит	40.02	28.20	1.01	0.62				20.13	11.12			1.20		102.31
15	1990011 gr3	Sb-котульскит	42.7						11.51	32.16	13.62					
16	1990019 gr6	$(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$	41.21	17.01	1.36					2.36	36.21					98.15
17	1990011 gr1	Колдвеллит	55.31	37.19	н.о		1.73								5.4	99.64

Таблица 3. Окончание

			Pd	Ag	Cu	Fe	Ni	As	Sb	Te	Bi	Sn	Hg	Pb	S
№	Образец	Минерал	apfu												
1	1801/78.6	Винцентит	2.95			0.03		0971	0.1						
2	1844/35.5	Изомертиит	10.84					2.04	2.12						
3	1844/35.1	Палладоарсенид	1.96					0.96	0.07						
4	1844/35.4	$Pd_2(As,Sb)$	1.89				0.04	0.55	0.52						
5	1844034	Арсенопалладинит	8.0					2.7	0.3						
6	1844/35.5	Стибиопалладинит	4.88				0.13	0.39	1.6						
7	1990019 gr5	Станнопалладинит	5.11		0.71	0.16						2.02			
8	1990019 gr2	Паларстанид	4.42		0.19	0.18		0.69				1.46	0.06		1.54
9	13708 gr1	$Pd_2(Sn,As)$	1.96					0.32				0.72			
10	1803/65.8	Маякит	1.09			0.01	0.87	1.03							0.01
11	1844023	Меньшиковит	2.99				2.08	2.93							
12	1990019	Торнрусит	10.97		0.04			1.95		1.74	0.21	0		0.05	
13	1990/14.8	Bi-Торнрусит	11.04					1.97		0.93	0.56	0.5			
14	1990019	Теларгпалит	1.71	1.19	0.07	0.05				0.72	0.24			0.03	
15	1990011 gr3	Sb-котульскит	0.99						0.23	0.62	0.16				
16	1990019 gr6	$(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$	2.04	0.83	0.11					0.1	0.91				
17	1990011 gr1	Колдвеллит	2.93	1.95			0.17								0.95

Примечание. Пустые ячейки – элемент не обнаружен.

Минерал состава Pd-Cu-As был установлен в ассоциации с изомертиитом и арсенопалладинитом. Минерал выделяется в виде тонкозернистого вторичного агрегата, замещающего первичные МПГ. На рисунке (фиг. 12в) виден резкий контакт изомертиита с негомогенным агрегатом, состоящим из минеральной фазы Pd-Cu-As, развивающейся по арсенопалладиниту (фиг. 12в, врезка). Является ли фаза новым минералом, сказать трудно, так как происходит захват матрицы соседнего минерала. Средние значения, рассчитанные по пяти зернам (13 анализов), соответствуют кристаллохимической формуле $(Pd,Cu)_{8.01}(As_{2.83}Sb_{0.16})_{2.99}$. Колебания содержаний Cu составляют от 1.7 до 10.87 масс %. Минерал подобного состава был установлен Л. Кабри в рудах массива Стиллуотер и не был детально охарактеризован из-за малых размеров и таких же сложных срастаний (Cabri et al., 1975).

Сульфид палладия и серебра колдвеллит (Pd_3Ag_2S), недавно установленный в месторождении Марафон комплекса Колдвелл в Канаде (McDonald et al., 2015), обнаружен в гравитационных концентратах рифа ИВ. Было найдено 15 зерен колдвеллита размером от 1 до 20 мм в халькопирите, борните и миллерите (фиг. 12д, 12е). Минерал образует ксеноморфные зерна, имеет однородный состав и стехиометрию, отвечающую Pd_3Ag_2S (табл. 3). Колдвеллит замещается наноразмерным агрегатом Ag>Pd>Au-S-Cl, определить точный состав которого не представляется возможным. На рисунке 12е хорошо видны диффузионные границы и изменчивость состава фаз. Присутствие хлора свидетельствует о флюидной природе замещения первичных МПГ вторичными.

Минералы золота и серебра. Самородное золото и AuAg сплавы образуют мелкие зерна и полиминеральные срастания с МПГ в сульфидах и на контакте их с силикатами (фиг. 10в, фиг. 11а, г, з). Содержания Au и Ag варьируют в широких пределах, основными примесями являются Pd, Cu и Hg. Гессит встречается в срастаниях с Pd-висмутотеллуридами, науманнит очень редок и образует субмикронные включения в халькопирите. Самородное серебро выделяется в виде многочисленных мелких включений и зерен размером 10-40 мм в борните, миллерите и халькопирите (фиг. 12г).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Настоящее исследование позволило охарактеризовать петролого-геохимические и минералогические особенности ЭПГ рифа в интрузии Вуручуайвенч. Как было показано выше, геологическое положение ИВ относительно остальных массивов МИК остается дискуссионным. Большинство исследователей считают ИВ тектонически перемещенной верхней частью Мончегорского плутона (Расслоенные..., 2004; Иванченко и др., 2008; Рундквист и др., 2014; Гребнев и др., 2014, Чащин и др., 2016). Действительно, породы ИВ, включая габбронориты нижней зоны, более дифференцированы по сравнению с породами массива Нюд-Поаз и в связи с этим могут рассматриваться как самая верхняя часть разреза Мончегорского плутона (фиг. 7, фиг. 8). Однако тренды накопления петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах ИВ отличаются от трендов накопления в одноименных породах прилегающего к нему массива Нюд-Поаз, что может свидетельствовать о внедрении отдельной порции расплава в автономную камеру из того же магматического источника (Козлов, 1973, Karykowski et al., 2018).

Месторождение Вуручуайвенч является к настоящему времени одним из наиболее перспективных платиноносных объектов МИК. Как показали исследования, вкрапленное сульфидное ЭПГ-Cu-Ni оруденение приурочено к верхней части разреза габброноритов, имеет стратиформный характер и относится к рифовому типу с высокой степенью концентрирования ЭПГ относительно содержаний никеля и меди (Гроховская и др., 2000).

В последние годы появилось множество конкурирующих моделей формирования платиноносных рифов в расслоенных интрузиях. Это связано с тем, что в середине и конце 20-го века стратиформные ЭПГ месторождения различной протяженности и продуктивности были установлены в центральных и верхних частях разрезов многих расслоенных интрузий (Halkoaho et al, 1990_1, 1990_2; Hoatson, Keays, 1989; Andersen et al., 1998; Li et al., 2008; Smith, Maier, 2021). Они во многом отличаются от классических J-M рифа интрузии Стиллуотер и рифа Меренского в комплексе Бушвельд, но в целом отвечают признакам, характерным для стратиформных ЭПГ месторождений (Naldrett, 2004; Zintek, 2012). Достаточно полный обзор генетических моделей платиноносных рифов был представлен в недавней работе В.Д. Смита и В.Д. Майера (Smith W.D., Maier W.D., 2021). При разнообразии моделей генезиса общепринятыми и наиболее часто обсуждаемыми являются ортомагматическая и гидромагматическая модели. Первая модель основана на гравитационном осаждении сульфидного расплава при образовании ЭПГ рифа,

вторая – на том, что при сжатии кумулатов поднимающийся вверх остаточный расплав и дейтерический флюид растворяют и переносят ЭПГ стратиграфически выше по разрезу, образуя риф.

Существует несколько точек зрения на локализацию и генезис ЭПГ рифа ИВ, в том числе и при ответе на вопрос, относится ли это месторождение именно к рифовому типу, однако ни одна из этих моделей не дает исчерпывающего объяснения его происхождения (Кнауф и др., 2008; Шарков, Чистяков, 2014; Гребнев и др., 2014; Чащин и др., 2016; Karykowski et al., 2018).

Габбронориты ИВ характеризуются однотипным распределением петрогенных, редких и редкоземельных элементов в ЭПГ рифе и габброноритах и анортозитах расслоенной зоны (фиг. 4, фиг. 7, фиг. 8). Изотопными исследованиями был подтвержден синхронный возраст формирования лейкократовых габброноритов и анортозитов расслоенной зоны, вмещающей риф, и перекрывающих ее габброноритов (Рундквист и др., 2014). По мнению авторов, формирование габброноритов и анортозитов происходило в процессе внутрикамерной дифференциации и не связано с дополнительным поступлением расплава в магматическую камеру (Рундквист и др., 2014; Чащин и др., 2016).

В расслоенной зоне, вмещающей ЭПГ риф, массивные габбронориты чередуются с габброноритами и анортозитами пятнистой и такситовой текстуры с участками и шлирами пегматоидных пород, в которых широко развиты флюид-содержащие и акцессорные минералы (фиг. 3, фиг. 5). Это свидетельствует об обогащении магмы флюидом, богатым летучими и несовместимыми элементами, и объясняет факты появления в расслоенной зоне ИВ пород глобулярной, такситовой и пегматоидной текстуры.

Наличие пятнистых анортозитов характерно для многих платиноносных расслоенных интрузий (риф Пикет Пин, Стиллуотер; Гигантский пятнистый (mottled) анортозит (GMA), Бушвельд). Формирование такситовых и пегматоидных пород в ЭПГ рифе ИВ обусловлено, по мнению автора, инфильтрацией остаточного интеркумулусного расплава сквозь не полностью затвердевшие кумулаты и дегазацией содержащегося в них флюида при их сжатии благодаря фильтр-прессингу (Ballhaus et al., 2015; De Klerk, 1995; Boudreau et al., 1999; Boudreau, 2016; Maier et.al., 2020). Играет роль и структурный контроль, обеспечивший ловушки для остаточного расплава и магматического флюида.

Как видно из фигуры 4, в рифе ИВ отмечается строгая положительная корреляция ЭПГ с Cu, Ni, Fe и S. Специфической особенностью платиноносных рифов в некоторых расслоенных интрузиях является смещение пиков максимальных концентраций ЭПГ и Ni–Cu–S в стратиграфическом разрезе с образованием отдельных горизонтов сульфидной Cu-Ni и собственно платинометальной минерализации (Boudreau, Meurer 1999). Офсетный тип (“offsets”), по мнению различных авторов, обусловлен хроматографическим эффектом с участием флюида (Boudreau, Meurer 1999), взаимодействием магматических сульфидов, содержащих ЭПГ, с гидротермальными флюидами (Li et al., 2008), или полистадийными магматическими процессами (Holwell, D.A., Keays, R.R., 2014; Jenkins et al., 2021). Рифы такого типа характерны для интрузии Сонджу Лэйк, США, Главной Сульфидной Зоны Великой Дайки в Зимбабве и рифа Платинова, Скаергаард. В рифе J-M, Стиллуотер и рифе Меренского, Бушвельд такие смещения пиков ЭПГ и (Ni–Cu–S) не отмечаются.

В ЭПГ рифе интрузии Вуручуайвенч такого смещения пиков концентраций ЭПГ и (Ni–Cu–S) также не наблюдается (фиг. 4). Это указывает на существенную роль магматических процессов в формировании рифа ИВ и незначительную миграцию ЭПГ при последующих дейтерических преобразованиях (очевидно, они происходили практически “in situ”). Отсутствие смещений пиков меди и никеля относительно платины и палладия приводит нас к выводу, что формирование рудного горизонта обусловлено структурным контролем, накоплением остаточного магматического расплава при фильтр-прессинге кумулатов на контактах габброноритов с вышележащими анортозитами адкумулятивной структуры и мезократовыми габброноритами.

Ранее было показано, что бо̀льшая часть МПГ в интрузии связана с халькопиритом и поздними вторичными сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами – миллеритом, борнитом, никелином, минералами ряда кобальтин-герсдорфит (Гроховская и др., 2000, 2003). Это действительно так, однако при изучении нескольких гравитационных концентратов и большого количества аншлифов была установлена тесная связь первичных МПГ с интерстициальными магматическими Cu-Ni-Fe сульфидами и локализация МПГ в пентландите, пирротине и халькопирите (фиг. 10б, 10в, фиг. 12б).

При кристаллизации интеркумулусного расплава в платиноносных горизонтах ИВ происходит выделение богатого летучими магматического флюида, о чем свидетельствуют значительные количества апатита наряду с амфиболами, слюдами, хлоритом, карбонатами, замещающими магматические сульфиды. На этом же этапе происходит преобразование ранних МПГ с замещением их более поздними, растворением и кристаллизацией поздних МПГ, золота, сплавов AuAg, а позднее и самородного серебра.

Интересной особенностью ЭПГ рифа является широкое развитие сферических образований и микрокапель Ni-Pd арсенидов и Pd стибиоарсенидов, локализованных в сульфидах и на их контактах с силикатами. Несмесимость между сульфидным и арсенидным расплавами была выявлена экспериментально и в природных магматических месторождениях (Gervilla et al., 1996, Hanley, 2007). В экспериментах по обогащенным As, Ni, Pt и Pd сульфидным расплавам Pt и Pd отделяются в несмесимый арсенидный расплав, образуя Pt-Pd и Ni арсениды, однако при высоком сродстве Ni, Pt и Pd к As авторы допускают образование природных арсенидов и из богатого мышьяком флюида (Helmy et al., 2013).

Сферическая форма срастаний МПГ может свидетельствовать о сосуществовании несмесимых расплавов, так как две несмешивающиеся жидкости по определению принимают сферическую форму с минимальным отношением поверхности к объему. Однако, цитируя С. Болхауза (2015), такие же структуры могут быть образованы и при несмесимости силикатного расплава с флюидом. По мнению этого автора, во всех этих системах сопряженные жидкости имеют тенденцию к развитию сферической формы. В несмесимых силикатах это относительно легко реконструировать, в отличие от силиката, сосуществующего с растворенным флюидом, где присутствие летучих можно определить лишь по составу найденных псевдоморфоз и редких флюидных включений (Ballhaus et.al., 2015).

Многочисленные сферические срастания в рудах ИВ, сложенные меньшиковитом и арсенидами палладия различной стехиометрии, с каймами кобальтина и герсдорфита, практически аналогичны составам, описанным в экспериментальной работе (Helmy et al., 2013), но за счет примесей МПГ в них более разнообразны. Очевидно, образование сферических срастаний МПГ в ИВ происходило на поздних этапах кристаллизации сульфидного расплава, с отделением арсенидного расплава и/или богатой мышьяком и другими летучими флюидной фазы. Отсутствие экспериментов в многокомпонентных системах не позволяет пока сделать однозначного вывода о происхождении таких срастаний.

Габбронориты ИВ, как и МИК в целом, демонстрируют незначительные вариации $\delta^{34}S$ от –0.30 до +1.6‰, аналогичные мантийным значениям $\delta^{34}S$ (0 ± 2‰) (Гроховская и др., 2009, табл. 1; Bekker et al., 2016, табл. 4). В то же время, рудные минералы в интрузиях МИК, в том числе и в ИВ, имеют сходные отрицательные значения $\Delta^{33}S$ (от –0.21 до –0.06‰) в зависимости от степени ассимиляции вмещающих пород (Bekker et al., 2016, фиг. 10). На контаминацию земной коры в МИК указывают и полученные Т.Б. Баяновой аномально низкие значения εNd (Т) (Расслоенные..., 2004). Таким образом, модель формирования ЭПГ рифа в ИВ, при прочих равных условиях, должна включать возможность ассимиляции магмой силикатного материала из вмещающих архейских гнейсов и эндербитов, которая инициировала сульфидное насыщение, обусловленное увеличением содержаний Al и Si.

Формирование специфических Pt-Pd “арсенидных” минеральных ассоциаций МПГ в ЭПГ-рифе очевидно обусловлено кристаллизацией контаминированного расплава, что связано с обширной ассимиляцией коровых пород интрузией Вуручуайвенч и обогащением магмы летучими и несовместимыми элементами, в том числе Sn, As, Sb, S и Se.

ВЫВОДЫ

Платинометальное месторождение Вуручуайвенч приурочено к верхней части разреза габброноритов, имеет стратиформный характер и относится к “рифовому” типу с высокой степенью концентрирования элементов платиновой группы относительно никеля и меди.

Высокая положительная корреляция Pt и Pd с Ni, Cu и S в рудных горизонтах и тесная ассоциация МПГ с интеркумулусными Cu-Ni-Fe сульфидами свидетельствует о существенной роли магматических процессов в формировании рифа и отсутствии миграции ЭПГ на значительные расстояния при последующих субсолидусных и флюидно-гидротермальных преобразованиях.

При понижении температуры происходит частичное преобразование первичных МПГ и сульфидов под воздействием высокотемпературных

магматических флюидов и гидротермальных растворов, с образованием широкого спектра МПГ. Образование специфических платинометальных ассоциаций очевидно обусловлено добавлением As, Sb и других несовместимых элементов в магму при обширной ассимиляции архейских коровых пород.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор сердечно благодарен сотрудникам центра ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” и лаборатории кристаллохимии ИГЕМ РАН, выполнившим основной объем аналитических работ, и весьма признателен анонимным рецензентам за конструктивные критические замечания, позволившие значительно улучшить окончательную версию статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проведены по теме "Кристаллохимические особенности, химический состав минералов и их ассоциаций как генетические индикаторы эндогенных и экзогенных процессов", FMMN-2024-0017, регистрационный номер 124022400142-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63

Гребнев Р.А., Рундквист Т.В., Припачкин П.В. Геохимия основных пород платиноносного массива Вуручуайвенч (Мончегорский Комплекс, Кольский регион) // Геохимия. 2014. № 9. С. 791–806.

Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Ляхницкая И.В. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского п-ова // Геология руд. месторождений. Т. 9. № 4. 1967. С. 3–17.

Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П., Лапина М.И. Лапутина И.П.. Платинометальная минерализация в габброноритах массива Вуручуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 146–160.

Гроховская Т.Л., Г.Ф. Бакаев, В.В. Шолохнев, Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геол. руд. месторождений. Т. 45. № 4. 2003. С. 329–352.

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 руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 416–440.

Гроховская Т.Л., Тевелев А.В., Носик Л.П. Процессы формирования платинометальной минерализации в массиве Мончетундра, Кольский полуостров // Минерагения Докембрия: матер. Всеросс. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2009. С. 68–71.

Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н, Козлов В.К., Лялин П.В., Масленников В.А. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

Иванова Т.Н. Структура массива Нюд-Поаз (Монче-тундра) // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Л., 1953. С. 87-111.

Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В. Основные черты геологического строения месторождения Вуручуайвенч // Проект Интеррег-Тасис: стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера/ Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты.: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 82–87.

Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района / Проект Интеррег-Тасис: стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. / Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты.: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 70–78.

Кнауф В.В., Давыдов П.С., Иванченко В.Н. Благороднометальная минерализация на поисковой площади Вуручуайвенч // Проект Интеррег-Тасис: стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера / Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты.: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 88–97.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.

Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука, 1967. 167 с.

Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вуручуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 61–68.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. (Ред.: Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин). Часть 1. Апатиты.: Изд-во КНЦ РАН. 2004. 177 с.

Рундквист, Т.В. Баянова Т.Б., Сергеев С.А. Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вуручуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U–Pb (ID–TIMS, SHRIMP)-датирования бадделеита и циркона // Доклады Академии Наук РАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67–72.

Рундквист Т.В., Припачкин П.В. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 15–24.

Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Состав теларгпалита. Доклады Российской Академии Наук, секция наук о земле. 1996. № 344. С. 114–118.

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометальные руды Палеопротерозойского Мончегорского Плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. С. 37–57.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология руд. месторождений. 2014. № 3. С. 171–194.

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. Iss 1–2. P. 31–46.

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. P. 197–205.

Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Münker C., Kirchenbaur M., Zirner A. Spheroidal textures in igneous rocks – Textural consequences of H_2O saturation in basaltic melts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. № 167. P. 241–252.

Bekker A., Barley, M.E., Fiorentini, M.L., Rouxel, O.J., Rumble, D., Beresford, S.W. Atmospheric sulfur in Archean komatiite-hosted nickel deposits // Science. 2009. V. 326. P. 1086–1089.

Bekker A., Grokhovskaya T.L., Hiebert R, Sharkov E.V., Bui T.H, Stadnek K.R., Chashchin V.V., Wing B.A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. № 8. P. 1035–1053. http://link.springer.com/article/10.1007/s00126-015-0604-1

Boudreau A.E. Bubble migration in a compacting crystal–liquid mush // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. № 32. https://doi.org/10.1007/s00410-016-1237-9

Boudreau A.E. Some Geochemical Considerations for Platinum-Group-Element Exploration in Layered Intrusions // Exploration Mining Geol. 1995. V. 4. P. 215–225.

Boudreau A.E., Meurer W.P. Chromatographic separation of the platinum-group elements, gold, base-metals and sulfur during degassing of a compacting and solidifying igneous crystal pile // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 172. № 2. P. 174–185.

Cabri L .J., Laflamme J.H.G., Stewart J.M., Rowland J.F., Chen Tz.T. New data on some palladium arsenides and antimonides // Canadian Mineralogist. 1975. V. 13. P. 321–335.

De Klerk W.J. Textures exhibited by feldspars in the Giant Mottled Anorthosite (GMA) of the Bastard Unit in the Upper Critical Zone, Western Bushveld Complex // Mineralogy and Petrology. 1995. V. 54. P. 25–34.

Farquhar J., Bao H., Thiemens M. Atmospheric influence of Earth's earliest sulphur cycle // Science. 2000. V. 289. P. 756–758.

Gervilla F., Leblanc M., Torresruiz J., Hachali P.F. Immiscibility between arsenide and sulfide melts: a mechanism for the concentration of noble-metals source // Canadian Mineralogist. 1996. V. 34. P. 485–502.

Grokhovskaya T.L., Vymazalová A., Laufek F., Stanley C.J., Borisovskiy S.Ye. Palladothallite, Pd_3Tl, a new mineral from the Monchetundra layered intrusion, Kola Peninsula, Russia // Canadian Mineralogist. 2021. V. 59. № 6. P. 1821–1832. https://doi.org/10.3749/canmin.2100002

Jenkins M.Ch., Mungall J.E., Zientek M.L., Costin G., Yao Zh. Origin of the J-M Reef and Lower Banded series, Stillwater Complex, Montana, USA // Precambrian Research. 2021. V. 367. № 9–10. P. 106457. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106457

Halkoaho T.A.A., Alapieti T.T., Lahtinen, J.J.. The Sompujarvi PGE Reef in the Penikat layered intrusion, northern Finland // Mineral. Petrol. 1990. V. 42. P. 39–55.

Halkoaho T.A.A., Alapieti T.T., Lahtinen J.J., Lerssi J.M. The Ala-Penikka PGE reefs in the Penikat layered

intrusion, northern Finland // Mineral. Petrol. 1990. V. 42. P. 23–38.

Hanley J. The role of arsenic-rich melts and mineral phases in the development of high-grade Pt–Pd mineralization within komatiite-associated magmatic Ni–Cu sulfide horizons at Dundonald Beach South, Abitibi Subprovince, Ontario, Canada // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 205–317.

Helmy H.M, Ballhaus C, Fonseca R.O.C, Nagel T.J. Fractionation of platinum, palladium, nickel, and copper in sulfide–arsenide systems at magmatic temperature // Contr. Miner. Petrol. 2013. № 166. P. 1725–1737.

Hoatson D.M., Keays R.R., Formation of platiniferous sulfide horizons by crystal fractionation and magma mixing in the Munni Munni layered intrusion, West Pilbara Block, Western Australia // Economic Geology. 1989. V. 84. P. 1775–1804.

Hoffman E, McLean W.H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pb–Bi–Te system // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1461–1468.

Holwell D.A., Keays R.R. The formation of low-volume, high-tenor magmatic PGE-Au sulfide mineralization in closed systems: evidence from precious and base metal geochemistry of the Platinova Reef, Skaergaard Intrusion, East Greenland // Econ. Geol. 2014. V. 109. P. 387–406.

Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D. Origin of reef-style PGE mineralization in the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018. V. 113, № 6. P. 1333–1358.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S, Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. № 1. P. 219–246.

Li C., Ripley E.M., Oberthür T., Miller J.D., Joslin G.D. Textural, mineralogical and stable isotope studies of hydrothermal alteration in the main sulfide zone of the Great Dyke, Zimbabwe and the precious metals zone of the Sonju Lake Intrusion, Minnesota, USA // Mineralium Deposita. 2008. V. 43. № 1. P. 97–110.

McDonald A.M., Cabri L.J., Stanley C., Good D.J., Redpath J., Lane G., Spratt J., Ames D.E. Coldwellite, Pd_3Ag_2S, a new mineral species from the Marathon deposit, Coldwell Complex, Ontario, Canada // Canadian Mineralogist. 2015. V. 53. P. 845–857.

Naldrett A.J. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration // Springer Science and Business Media. 2004. 727 p.

*Smith W.D., Maier W.D. Th*e geotectonic setting, age and mineral deposit inventory of global layered intrusions // Earth-Sci. Review. 2021. V. 220. P. 1–28.

Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V. Mass-independent sulfur isotope fractionation in the photochemical SO_2 processes under the UV radiation of different wave length // Geochemistry International. 2020. V. 58, № 11. P. 1228–1238. doi:10.1134/S0016702920110105

Vymazalová, A., Laufek, F., Kristavchuk, A.V., Chareev D.A., Drabek M. The system Ag–Pd–Te: phase relations and mineral assemblages // Mineral. Magazine. 2015. V. 79. P. 1813–1832.

Zientek, M.L. Magmatic ore deposits in layered intrusions — Descriptive model for reef-type PGE and contact-type Cu-Ni-PGE deposits: U.S. Geological Survey // Open-File Report 2012–1010. 2012. 48 p.

MINERAL ASSEMBLAGES AND THE GENESIS OF PLATINUM METAL MINERALIZATION OF THE VURUCHUAYVENCH INTRUSION (KOLA PENINSULA, RUSSIA)

T. L. Grokhovskaya

The Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, Staromonetny, 35, Moscow, 119017 Russia
E-mail: tgrokhovskaya@gmail.com

The layered Vuruchuaivench intrusion is located in the eastern part of the Baltic Shield and is part of the Early Paleoproterozoic Monchegorsk Intrusive Complex. The platinum-metal mineralization of IW is localized within the stratiform platinum-bearing horizon of the reef type with a length of about 2 km and a thickness of 1-3 m, in some boreholes up to 15–20 m.

The dissemination of Fe-Cu-Ni sulfides containing the platinum-group minerals, silver and gold is confined to areas of gabbronorites and anorthosites of massive and taxitic texture, with a wide development of fluid-bearing minerals in the intercumulus of cumulative phases. The uniform distribution of petrogenic, rare and rare earth elements in the rocks of the platinum-metal reef (PGE-reef) and its host rocks indicates the formation of gabbronorites during intra-chamber differentiation without additional portions of the melt.

The composition and ratios of platinum group minerals (PGMs) with sulfides and silicates suggest a close genetic relationship between PGMs and igneous sulfides. As the temperature decreases, primary PGMs and sulfides are modified under the influence of high-temperature magmatic fluids and hydrothermal solutions, with the formation of a wide range of PGMs. The ores are dominated by palladium arsenides, stibioarsenides, and bismuth tellurides.

A special role in the formation of platinum-metal mineralization in the Vuruchuaivench intrusion is played by the separation of an immiscible arsenide melt with the formation of numerous drop-shaped, globular intergrowths predominated by Pd-Ni-arsenides and Pd-stibioarsenides. In some sulfide scattered impregnations, instead of globules consisting of palladium and nickel arsenides, platinum diarsenide (sperrylite) occurs. The formation of specific platinum-metal associations is apparently due to the addition of As, Sb, and other incompatible elements to the magma during extensive assimilation of Archean crustal rocks.