

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской
академии наук (ИВиС ДВО РАН)

На правах рукописи

КУТЫРЕВ Антон Викторович

**Геология и платиноносность концентрически-зональных дунит-
клинопироксенит-габбровых массивов Таманваямской и Эпильчикской
групп (Корякское нагорье)**

Специальность 25.00.11 – геология, поиски и разведка твёрдых полезных
ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
д.г.-м.н. Е.Г. Сидоров

Петропавловск-Каматский – 2019

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	6
ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВОВ. КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПРЕДШЕСТВЕННИКОВ	16
1.1 История открытия и изучения платиноносных концентрически-зональных массивов.....	16
1.2 Современные представления о происхождении массивов урало-алаякского типа и локализованной в них платинометалльной минерализации.	19
1.3 Состояние изученности массивов Таманваямской и Эпильчикской групп	22
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ МАССИВОВ ТАМАНВАЯМСКОЙ И ЭПИЛЬЧИКСКОЙ ГРУППЫ.....	25
2.1 Общие сведения о геологическом строении Корякско-Камчатского региона и районах развития концентрически-зональных массивов.....	25
2.2 Геологическое строение массивов	28
2.3 Возраст массивов Таманваямской группы	38
2.4 Текстуры и структуры пород концентрически-зональных массивов	41
2.5 Химический состав пород концентрически-зональных массивов и вулканитов ачайваямской свиты.....	46
2.6 Оливин дунитового ядра Матыскенского массива	54
2.7 Хромшпинелиды	59
2.8 Другие минералы дунитового ядра Матыскенского массива	71
2.9 Распределение элементов платиновой группы в породах концентрически-зональных массивов	74

ГЛАВА 3. АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ.....	80
3.1 Минералы платиновой группы россыпных проявлений.....	80
3.2 Минералы платиновой группы и особенности их состава.....	83
3.3 Сопоставление коренных и россыпных ассоциаций МПГ	107
ГЛАВА 4. ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ.....	116
4.1 Взаимоотношения МПГ и сопутствующих минералов.....	116
4.2 Включения силикатов и других минералов в платине.....	133
ГЛАВА 5. ФОРМИРОВАНИЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ.....	139
5.1 Модели формирования хромитовых скоплений и ранней ассоциации МПГ	139
5.2 Формирование и преобразование платиновой минерализации в ходе гидротермальных процессов	144
5.3 Перспективы обнаружения платинометалльного оруденения в породах внешних зон массивов	148
5.4 Перспективы обнаружения новых россыпных месторождений в связи с массивами Эпильчикской и Таманваямской групп.....	149
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	152
СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ АВТОРА ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ	153
ЛИТЕРАТУРА.....	155

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ В ДИССЕРТАЦИИ ТЕРМИНОВ И СОКРАЩЕНИЙ

Концентрически-зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы – массивы урало-аляскинского типа, они же – массивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации или клинопироксенит-дунитовые массивы. В работе, для краткости, массивы называются «концентрически-зональными»;

МПГ – минералы платиновой группы;

ЭПГ – элементы платиновой группы: Ru, Rh, Pr, Os, Ir, Pt;

г/т – грамм на тонну, 0,0001 мас. % (соответствует «ppm» в англоязычной литературе);

мг/т – миллиграмм на тонну, 0,0000001 мас. % («ppb» в англоязычной литературе);

мас. % – массовые %;

ат. % – атомные %.

Аббревиатуры минералов:

Adr – андрадит;

Amph – амфибол;

Ap – апатит;

Au – самородное золото;

Aw – аварунит;

Bow – баунит;

Brn – борнит;

Csp – халькопирит;

Chr – хромшпинелид;

Cpr – куперит;

Cpx – клинопироксен;

Cr-Mt – хроммагнетит;

Di – диопсид;

Erl – эрликманит;

Fo_{0,xx} – оливин с указанием содержания форстеритового минала

Fsp – калиево-натриевый полевой шпат;

Grt – гранат;

Gdf – герсдорфит;

Hwt – холлингвортит;

Hzl – хезлевудит;

Ifp – изоферроплатина;

Ir – самородный иридий;

Irs – ирарсит;

Ksh – кашинит;

Kth – кейтконнит;

Lrt – лаурит;

Mal – маланит;

Msc – мусковит;

Mt – магнетит;

Nfp – никельферроплатина;

Ol – оливин;

Os – самородный осмий;

Phl – флогопит;

Pl – плагиколаз;

Pn – пентландит;

Po – пирротин;

Prg – паргасит;

Prv – перовскит;

Pt – самородная платина;

Spd – стибнопалладинит;

Sph – сфалерит;

Spt – серпентин;

Tfp – тетраферроплатина;

Tlm – туламинит;

Trem – тремолит;

Uv – уваровит;

Vys – высоцкит;

Zac – закаринит.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Концентрически-зональные базит-гипербазитовые массивы являются единственными известными геологическими образованиями, с которыми связаны уникальные россыпи платины. В последние годы были предприняты попытки обнаружения коренного оруденения в пределах массивов. Несмотря на то, что эти работы не привели к открытию месторождений, ими была показана принципиальная возможность выделения экономически-рентабельных рудных зон (Козлов, Чантурия, 2009; Козлов и др., 2011; Nazimova et al., 2011; Сидоров и др., 2012). Сфера использования платиновых металлов расширяется с каждым годом. Несмотря на огромные запасы платиноидов месторождений Бушвельдского комплекса (ЮАР), Норильск-1, Талнах и Октябрьское (Россия), можно полагать, что массивы урало-аляскинского типа в будущем станут значимым источником ЭПГ. В связи с этим, очевидна необходимость детального изучения процессов формирования платиновой минерализации и закономерностей распределения рудных зон в пределах концентрически-зональных массивов Корякско-Камчатского региона, в частности – массивов Таманваямской и Эпильчикской групп. Россыпные месторождения Сейнав-Гальмоэнанского россыпного узла имеют ограниченные запасы, но россыпной потенциал Корякско-Камчатского платиноносного пояса в целом до сих пор не оценён в полной мере, что обуславливает необходимость изучения минеральных ассоциаций известных россыпных проявлений и уточнение роли различных типов коренных источников в их формировании.

Цель исследований – установление закономерностей формирования и локализации платиновой минерализации с учётом геологических особенностей строения концентрически-зональных массивов Таманваямской и Эпильчикской групп.

Основные задачи:

1. Определение типоморфных особенностей и сопоставление ассоциаций минералов платиновой группы (МПГ) в концентрически-зональных массивах Таманваямской и Эпильчикской групп и сопряжённых с ними россыпных проявлениях.

2. Выявление онтогенических особенностей минералов платиновой группы и сопутствующих минералов с целью обоснования стадийности их образования в

соответствии с этапами формирования массивов.

3. Сопоставление процессов формирования платинометалльной минерализации массивов, характеризующихся различными особенностями геологического строения.

Фактический материал

В основу работы положены материалы, собранные в ходе полевых исследований 2015-2017 годов. В 2015 году автор принимал участие в работах по геологическому доизучению масштаба 1:200 000 (ГДП-200) листа Государственной геологической карты Р-59-XXVIII, в ходе которых происходило изучение концентрически-зональных массивов Таманваямской группы – Мачевнинского, Попутного и Прижимного. Массивы изучались геологическими маршрутами масштаба 1:50 000 и 1:100 000.

В 2016-2017 году автор принял участие в полевых работах по поиску платиновых россыпей, связанных с массивами Итчайваям, Матыскен и Эпильчик. На первом этапе, в 2016-м году, производилось шлиховое опробование русловых отложений рек и ручьёв, дренирующих эти массивы (135 проб), а также поисковые маршруты и отбор штучных и точечных проб массой 2-10 кг (75 проб) в пределах дунитовых ядер. Было выполнено опробование дунитов в западной части Матыскенского массива по квадратной сети 20x20 м. Особое внимание уделялось тем участкам, в пределах которых, по данным А.В. Разумного, проводившего в 1995-2000 гг. картирование массивов масштаба 1:50 000 (Разумный, 2000ф), были обнаружены аномальные концентрации металлов платиновой группы, а также потенциально платиноносные шпиры хромита. На втором этапе, в 2017-м году, работы были сосредоточены на участке «Матыскен», включавшем одноимённые массив и реку. Наряду со шлиховым опробованием террасовых отложений реки Матыскен и ручья Хромитовый (более 600 проб, включая 56 проб объёмом более 200 литров), проводилось детальное изучение массива Матыскен, включавшее специализированные геологические маршруты, штучное опробование всех видов пород массива, а также литохимическую съёмку двух участков по сети 20x50 м (335 проб весом 0,5-1,5 кг).

Методы аналитических исследований

Первичная обработка полученных материалов проводилась при участии автора в полевых условиях, а также в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и ФГБУ

«ВСЕГЕИ».

Шлиховые пробы были подвергнуты стандартному минералогическому анализу: разделению на 5 фракций по крупности (1,00+; 1,00–0,50+; 0,50–0,25+; 0,25–0,16+; 0,16–) с дальнейшей сепарацией на магнитную, электромагнитную и немагнитную фракции. Затем производилось дополнительное гравитационное обогащение полученных концентратов методом «отдувки», после которого извлечение зёрен тяжёлых минералов, в первую очередь – МПГ, а также сульфидов и интерметаллидов, не представляло труда. Аналогичным способом происходило выделение тяжёлой фракции из штучных и точечных проб – сперва они дробились до среднего размера зерен 0,5-1,0 мм, после чего проба квартовалась – из неё отбирались навески по 250 грамм для химического анализа, а остаток отмывался в пластиковом лотке. После сушки полученный концентрат разделялся на фракции и изучался тем же образом, что и шлиховые пробы. Наряду с этим, каждый образец, содержащий рудное скопление хромита, был неоднократно распилен алмазной пилой по нескольким параллельным направлениям. Полученные спилы смачивались водой и просматривались под биноклем, что позволило обнаружить обособления платины различного размера. Из полученных проб изготавливались аншлифы, петрографические шлифы, а также препараты на основе эпоксидной смолы для дальнейшего рентгеноспектрального микроанализа.

Материал изучался автором с применением сканирующего электронного микроскопа VEGA 3, оснащённого энергодисперсионным спектрометром (ЭДС X-MAX с площадью 80 мм²) с фирменным программным обеспечением Aztec под руководством аналитика В.М. Чубарова в ИВиС ДВО РАН, и на электронном микроскопе CamScan MX2500, оборудованном энергодисперсионным спектрометром Link Pentafet (Oxford Instruments, Si (Li) детектор с площадью 10 мм²), укомплектованным фирменным ПО INCA, аналитик Антонов А.В., ФГБУ «ВСЕГЕИ». Как показано в статье (Zhmodik et al., 2016), для анализа большинства минералов платиновой группы использование энергодисперсионного детектора даёт адекватные результаты, лишь незначительно расходящиеся с данными, полученными на волнодисперсионных спектрометрах. Это подтвердилось при дублировании части анализов с использованием микронзонда Camebax №244, укомплектованного четырьмя волновыми спектрометрами (с фирменным ПО ZAF-коррекции фирмы САМЕСА, модернизированным и перенесённым на ПЭВМ В.М. Чубаровым) и энергодисперсионным спектрометром X-MAX 50 с фирменным ПО

INCA. Для обеспечения необходимой электропроводности непроводящих участков поверхности использовалось углеродное напыление. В качестве эталонов на элементы платиновой группы использованы чистые металлы: Pt, Os, Ir, Ru, Rh, Pd. Для определения As и S применялись, соответственно, искусственные соединения FeAsS и FeS₂. Аналогично – Te, Sb, Bi, Pb, Cu, – определялись по искусственным соединениям: CdTe, CuSbS₂, Bi₂S₃, PbS, HgS, CuFeS₂. Для Au, Ag, Ni, Fe – использованы металлические эталоны одноимённых элементов. Для определения Co применялся сплав Fe-Co-Ni известного состава. В качестве аналитических линий для элементов: Pt, Os, Ir – использованы *Mα*-линии; Ru, Rh, Pd и As – *Lα*-линии; Fe, Cu, S, Ni, Al, Mg, Ca, V, Mn, Ti, Cr, O – *Kα* линии рентгеновского спектра. Анализы проводились с использованием ускоряющего напряжения 20 kv и токе образца на контрольном эталоне Ni: для СЭМ Vega3 – 0.7 nA; микронзонда CamScan MX2500 – 0.5 nA; микронзонда Camebax № 244 – 20 nA. Некоторые образцы также были изучены на сканирующем электронном микроскопе в Университете Тасмании с применением дифракции электронов Кикуччи или EBSD (Австралия, аналитик В.С. Каменецкий), и в геологической службе Чехии (аналитик А. Корбелова).

Часть зёрен МПГ была дополнительно исследована методом рентгеновской дифракции без истирания в порошок. Для этого, зёрна были помещены в масло Paraton и изучены в рентгеновском дифрактометре Rigaku «R-AXIS RAPID II» (геометрия Дебая-Шеррера, $d = 127$ мм), оборудованном вращающимся анодом-источником рентгеновского излучения (*CoKα*) и изогнутым детектором. Исследование проводилось в ресурсном центре СПбГУ, аналитик – к.г.-м.н. Е.С. Житова.

Для определения химического состава пород массивов Таманваямской группы и вулканитов ачайваямской свиты отбирались образцы горных пород массой 0,5-1,0 кг, которые, после дробления, истирания и прокаливания анализировались в Центральной лаборатории (ЦЛ) ФГБУ «ВСЕГЕИ» методами рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на петрогенные элементы (аналитик Б.А. Цимошенко); Fe²⁺ и Fe³⁺ разделялись методами «мокрой» химии. Для определения содержания малых и редких элементов из проб отбирались навески массой 10 мг, которые подвергались плавлению и кислотному разложению, после чего анализировались методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Каждая проба также была охарактеризована петрографическим шлифом.

Породы Матыскенского массива анализировались в лаборатории ДВГИ ДВО РАН. Определение H_2O , потерь при прокаливании (ППП) и SiO_2 проводилось методом гравиметрии (аналитик Ж.А. Щека), остальных петрогенных элементов – методом атомно-эмиссионной спектрометрии на спектрометре iCAP 7600 Duo (аналитики Г.А. Горбач, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало), пробоподготовка – сплавлением с метаборатом лития (LiBO_2), аналитик Е.В. Волкова. Кроме того, в пробах Матыскенского массива производилось определение Pt, Pd и Au методом пробирной плавки на сульфид никеля NiS с последующим анализом методом ICP-MS (лаборатории SGS Восток Лимитед, г. Чита) и аналогичным методом на Pt, Pd, Ir, Rh, Ru, Au в лаборатории Геологической службы Торонто (Канада). Для сравнения, часть проб из той же выборки была проанализирована на элементы платиновой группы в ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (ICP-MS без предварительного сплавления на королёк NiS).

Для выполнения радиологических исследований отбирались монолитные пробы массой 5-10 кг, сопровождавшиеся пробами на химический анализ и петрографическими шлифами. Выделение цирконов выполнялось сотрудниками ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» по стандартной методике, включающей дробление и гравитационное обогащение в воде с последующим разделением минералов по классам крупности и получением концентрата минералов с высоким удельным весом путём разделения в тяжёлых жидкостях. После этого они совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Temora (Black et al., 2003) заливались в «шашку» с использованием смолы Buehler Epokwick. После полировки были получены их изображения в проходящем и отражённом свете, сопровождавшиеся BSE и CL микроснимками (аналитик – А.В. Антонов), которые были в дальнейшем использованы при анализе.

In-situ U-Pb анализы выполнены на приборе SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» с использованием вторичного электронного умножителя в режиме пик-джампинг согласно методике, описанной А.Н. Ларионовым с соавторами (Larionov et al., 2004), аналитики А.Н. Ларионов и Е.Н. Лепехина. Аналитические данные накоплены на четырёх масс-станциях (от $^{196}\text{Zr}_2\text{O}$ до $^{254}\text{UO}_2$) с пятью спектрами для каждого анализа. Раз в четыре анализа проводилось эталонирование по цирконам Temora. Полученные результаты были обработаны в программе SQUID v.3.13 и ISOPLOT/Ex 3.22 (Ludwig, 2005), коррекция свинца выполнена на основе измеренного отношения $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и модельных значений Стэйси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

Личный вклад автора

Автор принимал личное участие на всех этапах полевых работ, в пробоподготовке, включая дробление и обогащение проб, выделение минералов под биноклем и подготовку образцов для аналитических исследований, а также – в электронно-микроскопических и микрозондовых исследованиях.

Научная новизна:

1. Впервые выполнено детальное описание платинометалльной минерализации коренных проявлений массивов Матыскен и Эпильчик, а также, существенно уточнены сведения о составе МПГ из россыпных проявлений рек Итчайваям, Каменистая, Снеговая, Матыскен и ручья Прижимный. Проведено сопоставление коренных и россыпных ассоциаций МПГ, обосновано существование ранее неизвестных коренных минерализованных зон.

2. На основании комплекса новых геохимических и изотопно-геохронологических данных подтверждено предположение о парагенетической связи между основными и ультраосновными вулканитами ачайваямской свиты и породами концентрически-зональных массивов Таманваямской и Эпильчикской групп.

3. Впервые в зёрнах платины из коренных проявлений обнаружены включения, содержащие, наряду с диопсидом и паргаситом, такие минералы, как К-На полевой шпат, альбит, мусковит и SiO_2 , резко неравновесную по отношению к вмещающему дуниту. На основании этих данных показано принципиальное отличие среды, в которой происходило образование платины ранней ассоциации, от пикритового расплава из которого, как предполагается, образовались дуниты.

4. Выделено несколько стадий преобразования МПГ, показана возможность образования таких минералов, как изоферроплатина и самородный осмий в ходе поздних стадий, показаны различия процессов минералообразования между массивами, заключающиеся в высокой фугитивности S_2 (fS_2) при преобразовании МПГ в массивах с малой степенью эрозионного среза.

Защищаемые положения

1. Для россыпных проявлений рек Каменистая и Матыскен характерен гомогенный источник МПГ, связанный с хромит-платиновым оруденением в дунитах близлежащих массивов, а для проявлений рек Снеговая, Итчайваям и россыпи ручья Прижимный – гетерогенный, представленный как породами верлит-клинопироксенитовых зон, так и дунитами, ранее не выявленными в области сноса ручья Прижимный.

2. Особенности строения хромит-платиновых рудных скоплений указывают на их эпигенетический характер, а ассоциация сопутствующих оруденению минералов – на обогащённость минералообразующей среды летучими и рядом компонентов, нетипичных для ультрамафических расплавов.

3. Преобразование МПГ носило многостадийный характер и протекало двумя путями: при низком значении fS_2 , последовательном уменьшении fO_2 и развитии арсенидной минерализации к концу процесса в массивах Матыскен и Эпильчик, и при условиях высокой и постепенно нарастающей fS_2 в массивах Итчайваям и Прижимный.

Практическая значимость. Решение поставленных в работе задач позволит выявить закономерности распределения ЭПГ в пределах массивов, понимание которых является необходимым условием для успеха будущих поисково-оценочных работ как на рудную, так и на россыпную платину. Результаты работы автора по россыпи ручья Прижимный и массивам Таманваямской группы были использованы при составлении карты полезных ископаемых листа Государственной геологической карты второго поколения Р-59-XXVIII.

Достоверность защищаемых положений и выводов определяется тщательным полевыми исследованиями, продолжавшимися три полноценных сезона и сопровождавшимися документацией геологического материала с занесением всех

образцов в электронные базы данных и современными аналитическими исследованиями, включавшими внутренний контроль качества анализа.

Апробация работы

Результаты исследования были представлены на следующих российских и международных конференциях и симпозиумах: «Современные исследования в геологии» (Санкт-Петербург, СПбГУ, 2016), «Международный молодёжный научный форум «Ломоносов-2016» (Москва, МГУ, 2016), «Moscow International School of Earth Sciences» (ГЕОХИ РАН, Москва, 2016), «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, ИГЕМ РАН, 2016), «IV Международная конференция молодых учёных и специалистов памяти академика А.П. Карпинского» (Санкт-Петербург, ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017), «Металлогения древних и современных океанов» (Миасс, Институт минералогии УрО РАН, 2017), «Минералы: состав, строение, методы исследования» (Екатеринбург, ИГТ УрО РАН, 2018), «13th International Platinum Symposium» (заочно, ЮАР, 2018), «IX Сибирская конференция молодых учёных по наукам о Земле» (Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2018).

Основные результаты исследования опубликованы в 13 печатных работах, в том числе – в 3-х статьях в журналах из списка, рекомендованного ВАК.

Структура работы

Работа состоит из введения, пяти глав и заключения и содержит 170 страниц машинописного текста, включая 65 рисунков, 22 таблицы и список литературы из 164 наименований. В **первой главе** рассматривается история изучения концентрически-зональных массивов и сопряжённой платинометалльной минерализации, приводится обзор современного состояния их изученности, обосновываются цель и задачи исследования. Во **второй главе** приводятся сведения о строении массивов и составе слагающих их пород, приводятся новые определения возраста массивов, показываются особенности распределения элементов платиновой группы в различных породах массивов, а также – сведения о породообразующих минералах, имеющие значение для понимания генезиса платинометалльной минерализации. В **третьей главе** приводится детальное описание платиновой минерализации в породах массивов с привлечением сведений об ассоциациях россыпей. В завершении этой главы суммируются сведения об

ассоциациях МПГ рассматриваемых объектов и формулируется первое защищаемое положение. **Четвёртая глава** посвящена онтогеническому анализу минералов платиновой группы. В **пятой главе** ведётся обсуждение полученных результатов, формулируются второе и третье защищаемые положения и дискуссионные вопросы.

Благодарности

Соискатель глубоко благодарен своему научному консультанту – к.г.-м.н. Б. А. Марковскому (ФГБУ «ВСЕГЕИ») и научному руководителю, д.г.-м.н. Е.Г. Сидорову (ИВиС ДВО РАН). Особую признательность автор выражает заведующему кафедрой геологии и разведки месторождений полезных ископаемых д.г.-м.н. профессору А.В. Козлову, который был научным руководителем автора во время учёбы в Санкт-Петербургском Горном университете, а также – другим сотрудникам Горного университета, у которых автор учился. Большую помощь оказали сотрудники аспирантуры ФГБУ «ВСЕГЕИ», к.г.-м.н. Л.И. Лукьянова и Н.В. Андреева. В ходе полевых работ неоценимым оказалось содействие коллег – Т.С. Жирновой (Ерёминой), Д.С. Бухановой, к.г.-м.н. Р.М. Новакова, Г.Н. Евсеева, к.г.-м.н. З.Г. Бадретдинова, А.Б. Сорокина, С.А. Амелина, и многих других. В работе использованы результаты химического анализа и изотопных исследований, выполненные по тематике отдела Региональной геологии и полезных ископаемых восточных районов России ФГБУ «ВСЕГЕИ», руководителю которого, д.г.-м.н. В.Ф. Проскурнину, автор выражает благодарность. А.В. Разумный, в 1995-2000 годах руководивший съёмкой на массивах Эпильчикской группой, внёс неоценимый вклад в понимание геологического строения массивов и региона в целом, за что автор ему глубоко признателен. За организацию полевых исследований 2016-2017 года автор глубоко признателен генеральному директору ООО «КАМП» к.ф.-м.н. Д.Л. Коробову.

Отдельную благодарность хочется выразить коллегам, с которыми соискатель обсуждал различные аспекты своей работы: к.г.-м.н. В.С. Каменецкому (Университет Тасмании, Австралия), д.г.-м.н. Н.Д. Толстых (ИГМ СО РАН), доктору философии А. Вымазаловой (Геологическая служба Чехии), к.г.-м.н. Е.В. Пушкарёву (ИГГ УрО РАН), к.г.-м.н. О.В. Якубович (ИГГД РАН), а также всем рецензентам статей соискателя, посвящённым различным аспектам этого исследования. Автор признателен своему другу, к.г.-м.н. С.Ю. Степанову, который позволил ознакомиться со своей уникальной

коллекцией образцов массивов Уральского платиноносного пояса и организовал на них несколько совместных полевых выездов, а также, Р.С. Паламарчуку, с которым обсуждались вопросы геологии концентрически-зональных массивов.

Как и любая другая научная работа, эта диссертация была бы невозможна без современных аналитических исследований, всем исполнителям которых автор глубоко признателен. Отдельно хочется отметить к.ф.-м.н. В.М. Чубарова, научившего автора основам работы на электронном микроскопе-микроанализаторе, а также, аналитиков А.В. Антонова (ФГБУ «ВСЕГЕИ») и к.г.-м.н. Д.А. Ханина (МГУ). Минералогическая часть работы была бы неполноценной без помощи в проведении рентгеновских исследований Ресурсного центра Института наук о Земле СПбГУ и лично к.г.-м.н. Е.С. Житовой. Эти исследователи не только аккуратно и ответственно работали с предоставленным материалом, но также многому научили соискателя. Диссертация была бы невозможна без участия мастера-шлифовальщика Р.Н. Куликовой, которой автор глубоко признателен.

Значительную помощь при работе с текстом диссертации и докладом оказали к.т.н. В.А. Рашидов, представители совета молодых учёных и специалистов ИВиС ДВО РАН, д.г.-м.н. Г.А. Пальянова (ИГМ СО РАН), а также – сотрудники ФГБУ «ВСЕГЕИ» к.г.-м.н. С.П. Шокальский и М.Э. Кутырева.

Работа была выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 18-35-00126, руководитель А.В. Кутырев), РНФ (проект 16-17-10145, руководитель В.С. Каменецкий) и темы НИР ИВиС ДВО РАН №0282-2018-0008 (руководитель Е.Г. Сидоров).

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВОВ. КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПРЕДШЕСТВЕННИКОВ

1.1 История открытия и изучения платиноносных концентрически-зональных массивов

В XIX веке Россия была безусловным мировым лидером по добыче платины. Это стало возможно благодаря открытию в 1824 году россыпей в Уральском регионе, которое, в свою очередь, было обусловлено развитием химической промышленности и ростом потребности в этом металле. Источник платины, однако, первое время оставался неизвестным. В конце XIX века в пределах Нижнетагильского массива, с которым сопряжён одноимённый россыпной узел, были открыты первые минерализованные зоны в коренных породах (Мосин, 2002). Первое описание платиновых металлов в коренных рудах было сделано А.А. Иностранцевым (Карпинский, 1893). В 1900 году Ф.Ю. Левинсонг-Лессинг выделил уральские платиноносные массивы в габбро-пироксенит-дунитовую магматическую формацию, тем самым определив их особое положение среди ультрамафитов. В начале XX столетия работами Л. Дюпарка (1913) и Н.К. Высоцкого (1913, 1923) было установлено концентрически-зональное строение массивов и выполнены первые детальные описания хромит-платиновых руд. В 1920-е и 30-е годы XX века на Нижнетагильском массиве велась добыча платины из коренных руд, что позволило исследователям этого периода получить материалы, по представительности не сравнимые с тем, что в большинстве случаев доступно современным исследователям. В этот период работами А.Н. Заварицкого и А.Г. Бетехтина знания о платиновой минерализации в концентрически-зональных массивах были значительно расширены (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935, 1954). В это же время А.П. Карпинский (1926) впервые высказал предположение о возможной гидротермальной природе платинового оруденения. В течение XX века массивы урало-аляскинского типа были открыты в Канаде (Camsell, 1913), в юго-восточной Аляске (Findlay, 1969; James 1971, Nixon et al., 1991), в Австралии, Тасмании, Новой Зеландии (Grapes, 1975; Brown et al., 1988; Slansky et al., 1991), Южной Америке – Колумбии, Венесуэле и Эквадоре (Murray, 1972; Tistl, 1994a), Эфиопии (Cabri et al., 1981), и, одними из последних, в пределах Корякско-Камчатского региона (Кутыев и др., 1991; Корякско-Камчатский..., 2002).

Как было отмечено ранее, добыча платины из коренных месторождений, локализованных в массивах урало-аляскинского типа, велась только в начале XX века из мелких месторождений в пределах Уральского платиноносного пояса. Однако, в начале нашего столетия были предприняты сразу две попытки поиска подобных месторождений – в 2007-2009 гг. в пределах Гальмоэнанского (Корякия) и в 2014-2017 гг. в пределах Вересовоборского (Средний Урал) массивов. Несмотря на то, что они не привели к открытию экономически-рентабельных объектов, этими работами были показаны перспективы обнаружения месторождений подобного типа в обозримом будущем.

Концентрически-зональные массивы в пределах Корякско-Камчатского региона были открыты Л.И. Аникеевой в 1961 году (Аникеева, 1968). Первые сведения о распространении ультрамафических пород в пределах региона были получены раньше, – ещё профессором Санкт-Петербургского Горного института К.И. Богдановичем в ходе Охотско-Камчатской экспедиции 1895-1898 годов (Богданович, 1899). Первые конкретные данные об ультрамафических массивах Корякского нагорья были получены в 1937 году геологами экспедиции Всесоюзного Арктического института под руководством И.Г. Николаева (Вильданова и др., 2002). Этими исследователями производилось маршрутное пересечение Корякского нагорья с детальностью наблюдения, соответствующей масштабу 1:500 000. В дальнейшем их изучение происходило в ходе составления листов государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Однако, первые исследователи относились к платиноносному потенциалу этих массивов скептически. В частности, в отчёте о проведении геологической съёмки на Гальмоэнанском массиве, последний был отнесён к дунит-гарцбургитовой формации (то есть – офиолитовым гипербазитам), которые, как известно, не обладают потенциалом к образованию крупных россыпей (Алексеев и др., 1971ф). Подобные взгляды сохранялись у многих геологов вплоть до 1994 года, когда на россыпи ручья Ледяной, связанной с Гальмоэнанским массивом, была добыта первая тонна платины. В этом историческом контексте становится понятна роль тематических работ, проведённых на Эпильчикском и Матыскенском массивах под руководством Л.И. Аникеевой (Аникеева, 1968). Она первая обратила внимание на сходство между массивами Корякии и Уральского платиноносного пояса. В 1980-е годы, группа сотрудников Института вулканологии АН СССР, работавшая под руководством Ф.Ш. Кутыева, организовала тематические работы, в ходе которых были получены первые данные о коренной и россыпной платиновой

минерализации массивов Корякии (Кутыев и др., 1991), давшие основание для выделения средств на поисковые и разведочные работы. Большую помощь в этом оказал один из ведущих специалистов по россыпным месторождениям северо-востока СССР академик Н.В. Шило. Эти работы привели к открытию Гальмознанского россыпного месторождения.

Наряду с прикладными задачами, в 1980-е и 1990-е годы активно шла работа над проблемами петрологии и тектонического положения массивов. Большой вклад в это внесли сотрудники ГИН РАН В.Г. Батанова и О.В. Астраханцев. Они составили наиболее детальные, на тот момент, карты и тектонические схемы массивов Эпильчикской группы и Гальмознанского массива. Ими впервые была обоснована островодужная природа этих массивов и сделаны выводы об их генетической связи с верхнемеловым вулканизмом (Batanova, Astrakhantsev, 1994; Batanova et al., 2005). Параллельно в пределах южной части региона Б.А. Марковским и В.К. Ротманом были проведены исследования меловых пикритов хребтов Валагинский и Тумрок (Марковский, Ротман, 1981).

В конце 1990-х – начале 2000-х годов начался следующий период активного изучения платиноносных массивов Корякии. В это время АО «Корякгеолдобыча» проводило поисковые работы на коренную платину, включавшие геохимическое опробование, бурение, отбор большеобъёмных (до 100 тонн) технологических проб. Эти работы позволили выделить в пределах Гальмознанского массива несколько рудных зон с бортовым содержанием платины 1,6 г/т (Козлов, Чантурия, 2009). Параллельно рядом исследователей проводились петрологические и минералогические исследования пород и платиновой минерализации (Осипенко и др., 2002; Сидоров и др., 2004; Nazimova et al., 2011; Сидоров и др. 2012). Этими работами были обоснованы экономически оправданные методики обогащения хромит-платиновых руд.

В то же время, под руководством А.В. Разумного на массивах Матыскен, Итчайваям и Эпильчик проводилась групповая геологическая съёмка масштаба 1:50 000, сопровождавшаяся поисковыми работами на россыпную и коренную платину, медь и золото (Разумный, 2000ф). В результате этих работ были составлены геологические карты массивов, описаны проявления россыпной и коренной платины и других полезных ископаемых, в том числе – меди, золота и марганца. Кроме того, был проведён ряд изотопно-геохимических исследований. Результаты работ опубликованы в коллективной монографии (Вильданова и др., 2002), которая является наиболее значимым

литературным источником по основному объекту данной диссертации – массивам Эпильчикской группы. Кроме того, россыпные минералы рек Итчайваям и Снеговая были описаны в работах (Толстых, 2004; Сидоров, 2009).

Массивы Таманваямской группы, также рассматриваемые в настоящей диссертации, были изучены в меньшей степени. Сведения о строении массивов, а также о связанных с ними проявлениях россыпной платины, были получены в ходе геологической съёмки масштаба 1:200 000 (Косько, 1972), а также групповой геологической съёмки масштаба 1:50 000 (Семёнов, 1981ф). Тогда же были получены первые сведения о присутствии в толщах, вмещающих массивы Таманваямской группы, вулканических и субвулканических тел пикробазальтов и пикритов. В 1980-е годы была открыта россыпь золота ручья Прижимный, в качестве попутного компонента содержащая платину. Сведения о составе минералов платиновой группы из этой россыпи были приведены в работах А.Г. Мочалова и Е.Г. Сидорова (Мочалов, 2001; Сидоров, 2009).

1.2 Современные представления о происхождении массивов урало-аляскинского типа и локализованной в них платинометалльной минерализации

С самого начала изучения массивов урало-аляскинского типа было твёрдо установлено, что основная часть платиновой минерализации приурочена к обособлениям рудного хромшпинелида (Карпинский, 1893; Высоцкий, 1913; Duparc, Tikhonowitch, 1920; Карпинский, 1926; Заварицкий, 1928; и др.). Последние, в свою очередь, локализованы в дунитовых ядрах массивов. Именно поэтому исследование проблемы формирования платинового оруденения должно включать в себя рассмотрение ряда общих вопросов петрологии ультрамафических пород.

Объяснение образования зональных массивов с точки зрения классических представлений о формировании дифференцированных интрузий встречает очевидные трудности, так как ультраосновные части массивов не несут соответствующие признаки, к числу которых относятся выдержанные полосчатые текстуры, послышное чередование различных ультрамафических и мафических пород, присутствие базальных и краевых серий, текстуры оползания, и многое другое. Мюррей попытался найти выход из этой проблемы, предложив модель, согласно которой формирование дунитового ядра происходило за счёт потоковой дифференциации (“flow differentiation”) толеитовой

магмы в подводных каналах вулканов, при этом указав на гравитационную аномалию под гавайскими вулканами как на возможный нескрытый зональный массив (Murray, 1972). По-другому подошёл к проблеме О.К. Иванов, который на примере массивов Уральско-Кавказского платиноносного пояса обосновал модель прямой кристаллизации дунитов из ультраосновного расплава, сформированного в ходе докристаллизационной дифференциации толеитовой магмы (Иванов, 1986, 1997). Другими уральскими учёными под руководством Г.Б. Ферштатера был сделан вывод о кумулятивной природе дунитов, которые образовались в ходе фракционирования оливина из верлитового расплава в динамических условиях. Эта модель, по существу, уточняющая модель Мюррея, нашла поддержку у многих учёных (Мочалов, 2013; Пушкарёв и др., 2015).

Таким образом, магматические модели образования зональных массивов можно разделить на кумулятивную и ортомагматическую. Очевидно, каждая из них предполагает существование того или иного родоначального расплава. Для его установления большой интерес представляет поиск возможных вулканических аналогов пород массивов. В случае с массивами Корьякско-Камчатского региона, лучшим кандидатом на роль таких аналогов оказались меловые пикриты, обнажённые в хребтах Валагинский и Тумрок на Камчатке и в пределах Корьякского нагорья (Марковский, Ротман, 1981). Для этих пород на основании данных об их возрасте, а также целого комплекса методов, включающих петрологическое моделирование и изучение расплавных включений, была обоснована генетическая связь с породами Гальмозанского массива (Batanova et al., 2005).

В то же время, наряду с магматическими моделями образования зональных массивов, существуют и представления о дунитах как о мантийном субстрате, тектонически выведенном на поверхность и не имеющем прямой генетической связи с породами обрамления массивов – клинопироксенитами, габбро и другими (Ефимов, 2010). Подобные воззрения основаны, в первую очередь, на геологических взаимоотношениях дунитового ядра с вмещающими породами: контакт между ними в подавляющем большинстве случаев, носит тектонический характер, а сами дуниты несут явные следы пластических деформаций. Это сближает их с гипербазитами офиолитовых комплексов, которые, начиная с середины прошлого столетия, рассматриваются как результат тектонического внедрения пород, образованных в глубинных условиях путём либо реститизации мантийного субстрата в ходе выплавления базальтовой магмы, либо в

результате кристаллизационной дифференциации. При этом, по мнению сторонников этой модели, дуниты вообще не следует рассматривать как часть одного магматического комплекса с породами внешних зон массивов. А.А. Ефимов (1984, 2010) предлагал выделять «мировой дунит», единый для внедрившихся твердопластическим путём гипербазитов различных формационных типов. В частности, им и И.Ф. Тавриным обосновывалось генетическое единство платиноносных дунитов Урала и Алданского щита (Ефимов, Таврин, 1978). Похожие взгляды отстаивали в своих работах Э.А. Ланда и В.Г. Лазаренков (Ланда, Лазаренков, 1996), а также, ряд других исследователей (Малич и др., 2009, 2012; Баданина и др., 2013; Tessalina et al., 2015).

Таким образом, главная проблема генезиса дунитового ядра заключается в том, что оно несёт в себе признаки как магматического тела, так и метаморфической породы. Из этой проблемы, в свою очередь, следует проблема формирования платиноносных скоплений хромшпинелида, которые, по мнению ряда исследователей, имеют либо позднемагматический (Бетехтин, 1954; Округин, 2004; Толстых, 2004, Степанов, 2018), либо постмагматический характер (Иванов, 1997; Пушкарёв, 2007; Мочалов, 2013). Однако, в одном между исследователями существует согласие – поздний, по отношению к дуниту, характер платиноносных шлиров на настоящий момент, признаётся большинством учёных. Ниже будут кратко рассмотрены основные модели образования платиновой минерализации.

Согласно одной из магматических моделей образования платиноносных хромшпинелидовых скоплений, в родоначальном для пород зональных массивов пикритовом расплаве содержатся рассеянные капельки оксидной жидкости, в которую мигрируют ЭПГ (Округин, 2004, 2011; Степанов, 2018). Однако, в ходе ранних стадий формирования дунита, эти капли не образуют крупных ликвационных скоплений. Их кристаллизация приводит к формированию рассеянной хромшпинелидовой минерализации, содержащей Pt-Fe минералы и самородный осмий. По мере кристаллизации дунита, рудная система эволюционирует, и оксидные капельки, вместе с ЭПГ, а также летучими и некогерентными компонентами образуют остаточный расплав, кристаллизация которого приводит к формированию платиноносных скоплений хромшпинелида (Округин и др., 2004; Толстых и др., 2011, Козлов, Степанов, 2017).

Оригинальная магматическая модель была высказана Т. Оже, который попробовал объяснить образование скоплений хромшпинелида Нижнетагильского массива

механическим отсаживанием этого минерала в пустотах уже консолидированного дунита (Auge et al., 2005), сквозь которые протекал пикритовый расплав. При этом, все сторонники магматических моделей признают активное перераспределение ЭПГ в ходе дальнейших гидротермально-метасоматических процессов: автосерпентинизации, серпентинизации за счёт внешнего привноса воды (Сидоров, 2009), а также других изменений, например – под воздействием флюидов, отделившихся от внедрившихся позднее магматических тел (Паламарчук и др., 2017), но считают, что эти процессы не способны привести к формированию рудных концентраций платины.

Наряду с представлениями о магматическом формировании хромит-платиновой минерализации, существуют взгляды о её постмагматическом образовании. Впервые подобные взгляды были представлены ещё в работе А.П. Карпинского (1926) и в дальнейшем развиты в работах О.К. Иванова, Е.В. Пушкарёва, Е.Г. Сидорова, А.Г. Мочалова и других исследователей (Иванов, 1997; Пушкарёв и др., 2007, 2015; Сидоров и др., 2012, Мочалов, 2013). Между моделями указанных авторов существуют значительные расхождения в деталях, но в целом, согласно их представлениям, магматические процессы отвечают за формирование рассеянной хромшпинелидовой минерализации с редкими включениями магматических МПГ. В то же время, формирование хромшпинелидовых скоплений, а также крупных обособлений МПГ является результатом постмагматических процессов. К их числу относят перекристаллизацию дунитов, в ходе которой происходит освобождение оливина от содержащихся в нём микровключений хромшпинелида и формирование хромшпинелидовых скоплений. Последние некоторыми исследователями рассматриваются в качестве своеобразных «корольков», на которые из флюидной фазы происходило осаждение МПГ (Мочалов, 2001).

1.3 Состояние изученности массивов Таманваяммской и Эпильчикской групп

Подводя итог рассмотрению исследований предшественников, можно обозначить ряд нерешённых проблем, касающихся концентрически-зональных массивов и платиновой минерализации. Некоторые проблемы имеют региональный характер и затрагивают геологию и минералогию рассматриваемых в диссертации массивов. В частности, до сих пор все сведения о платиновой минерализации в коренных породах Матыскенского и Эпильчикского массивов сводятся к единичным анализам,

опубликованным в статье Ф.Ш. Кутыева с соавторами (Кутыев и др, 1991). Не умаляя значения этой пионерской работы, нужно признать, что степень изученности этих массивов не отвечает современному уровню развития минералогических исследований. Хорошим примером являются проведённые в последние годы минералогические исследования коренных проявлений Уральско-Таманского платиноносного пояса (Толстых и др., 2011; Малич и др., 2015, 2017; Паламарчук и др, 2017; Stepanov et al., 2019). Между тем, Матыскенский массив уникален тем, что серпентинизация и другие процессы преобразования дунита проявлены в нём крайне незначительно. Это позволяет получить данные о происхождении платинометалльной минерализации, не доступные при исследовании сильно серпентинизированных массивов, к числу которых относится большинство объектов Уральско-Таманского платиноносного пояса.

Россыпные проявления также нуждаются в детальном рассмотрении. Авторы производственных отчётов ограничиваются указанием на содержание МПГ в тех или иных типах отложений (Разумный, 2000ф). В работах Е.Г. Сидорова, А.Г. Мочалова и Н.Д. Толстых (Sidorov, 1995; Мочалов, 2001; Мочалов и др., 2002; Tolstykh et al., 2005) приводятся сведения об особенностях россыпных ассоциаций МПГ, связанных с массивами Эпильчикской и Таманваямской групп, однако, в сравнении с уральскими россыпями или Гальмознанским массивом, эти объекты остаются изученными в недостаточной для настоящего момента степени. На момент начала работы соискателя, вопрос о коренном источнике платины россыпи ручья Прижимный также оставался открытым. Особенности строения массивов Таманваямской группы приведены в объяснительных записках к геологическим картам (Косько и др., 1972; Семёнов, 1981ф). Петрологическая изученность этих объектов весьма слабая и до последнего времени ограничивалась работами П.К. Кепежинскаса с коллегами, проведенными ещё в начале 1990-х годов (Кепежинскас и др., 1991; Kopezhinskas et al., 1993).

Другие проблемы носят фундаментальный характер и касаются происхождения массивов. В частности, существующие предположения об общности природы родоначальных расплавов вулканитов Камчатско-Олюторской складчатой зоны и расположенных в её пределах концентрически-зональных массивов (Марковский, Ротман, 1981; Batanova et al., 2005), являются хорошо обоснованными, но ещё не до конца подтверждёнными. До сих пор отсутствуют результаты определения радиологического возраста многих массивов, равно как и их геохимические характеристики. Большую

проблему представляет установление возможной связи между составом породы и главных породообразующих минералов и содержанием ЭПГ в данном участке массива.

Таким образом, становятся понятны основные задачи настоящего исследования:

1. Определение типоморфных особенностей и сопоставление ассоциаций минералов платиновой группы (МПГ) в концентрически-зональных массивах Таманвямской и Эпильчикской групп и сопряжённых с ними россыпных проявлениях.

2. Выявление онтогенических особенностей минералов платиновой группы и сопутствующих минералов с целью обоснования стадийности их образования в соответствии с этапами формирования массивов.

3. Сопоставление процессов формирования платинометалльной минерализации массивов, характеризующихся различными особенностями геологического строения.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ МАССИВОВ ТАМАНВАЯМСКОЙ И ЭПИЛЬЧИКСКОЙ ГРУППЫ

2.1 Общие сведения о геологическом строении Корякско-Камчатского региона и районах развития концентрически-зональных массивов

Концентрически-зональные массивы, объединяемые в Корякско-Камчатский платиноносный пояс, распространены в пределах полуострова Камчатка, а также – в южной и юго-восточной частях Корякского нагорья (Вильданова и др. 2002). Все массивы находятся области развития верхнемеловых вулканогенно-осадочных толщ (рис. 2.1). Особенности этой области являются: (а) интенсивно проявленный основной и ультраосновной вулканизм позднемелового-палеогенового времени; (б) широкое развитие плутонических ультрамафических и мафических комплексов различных типов; (в) наложенный характер позднепалеогенового, палеогенового, неогенового и четвертичного поясов, связанных с формированием кайнозойских островодужных систем и рифтовых зон (Вильданова и др. 2002; Разумный, 2017).

Концентрически-зональные массивы относятся к шести группам: Таманваямской, Эпильчикской, Верхне-Вывенской, Сейнав-Гальмоэнанской, Северо-Камчатской и Центрально-Камчатской. Массивы Таманваямской и Эпильчикской групп являются предметом настоящего исследования.

Массивы Таманваямской и Эпильчикской групп входят в состав ватынского аллохтона, который представляет собой сложное покровно-складчатое сооружение, состоящее из пакета тектонических пластин (Вильданова и др., 2002). В непосредственном контакте с породами массивов находятся образования ватынской серии (кампанский ярус) и ачайваямской свиты (маастрихтский ярус). В составе ватынской серии преобладают кремнистые породы – радиоляриты и яшмоиды, несколько меньшим распространением пользуются субаквальные вулканические породы – базальты (часто представленные пиллоу-лавами), андезиты, пикробазальты и их туфы (Семёнов, 1981ф; Разумный, 2000ф, 2017). Вулканы ватынской серии представлены потоками шаровых лав, в редких случаях – потоками с призматической отдельностью, чередующимися с прослоями кремнистых пород. Породы в различной степени альбитизированы, слабоизменённые вулканы представляют редкость.



Рис. 2.1 Схема расположения Корякско-Камчатского платиноносного пояса и объектов исследования: 1 – области развития верхнемеловых вулканических пород и кремнистых толщ, 2 – Корякско-Камчатский платиноносный пояс (по Vatanova et al., 2005)

Ачайваямская свита согласно залегает на ватынской серии. Она представлена туфами основного состава, туффитами, базальтами, андезибазальтами, андезитами, пикробазальтами, риолитами, аргиллитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и кремнистыми породами. Вулканические породы представлены потоками базальтов и прослоями их туфов. Отмечаются ксенолиты такситовых габброидов, по составу и структурным особенностям отвечающих породам внешних зон концентрически-зональных массивов (Вильданова и др., 2002).

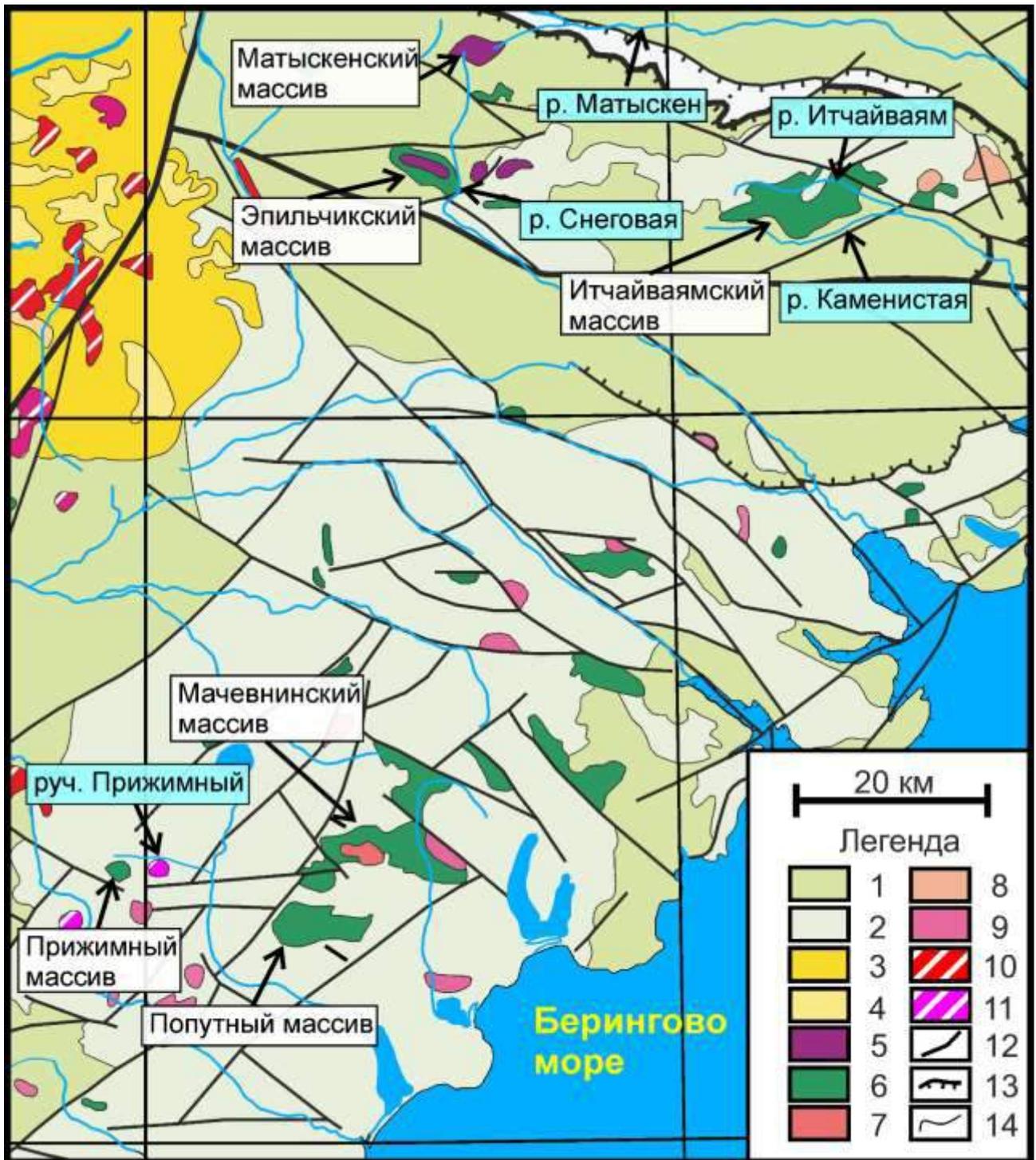


Рис. 2.2 Схема геологического строения региона, в котором расположены объекты исследования, составлено по (Разумный, 2017), с упрощениями и дополнениями. 1 – вулканогенно-осадочные породы ватынской свиты, 2 – вулканогенно-осадочные породы ачайваямской свиты, 3 – вулканогенные породы ветроваямской свиты, 4 – вулканогенно-осадочные породы апукской свиты, 5 – дуниты и верлиты вывенского комплекса, 6 – клинопироксениты и габброиды вывенского комплекса, 7 – монйодиориты энынгваямского комплекса, 8 – гранодиориты энынгваямского комплекса, 9 – диориты энынгваямского комплекса, 10 – субвулканические тела дацитов и риолитов ветроваямской свиты, 11 – субвулканические тела андезитов ветроваямской свиты. 12 – разрывные нарушения, 13 – надвиги, 14 – геологические границы

2.2 Геологическое строение массивов

Массивы Эпильчикской группы расположены в северном окончании Корякско-Камчатского платиноносного пояса, в хребте Снеговой, разделяющем бассейны рек Ильпиваям и Ватына. Снеговой хребет относится к альпийскому типу рельефа – для него характерны значительные перепады высот (от 300 до 1800 м) и широкое развитие ледниковых форм рельефа – карров и трогов.

Матыскенский массив является наиболее северным массивом Корякско-Камчатского платиноносного пояса. Массив представляет собой практически изометричное в плане тело площадью около 7 км². По гравиметрическим данным, предполагаемая величина развития массива на глубину составляет около 1,5 км (Вильданова и др., 2002). При этом, предполагается, что нижняя часть массива срезана поверхностью надвига. Строение массива концентрически-зональное, близкое к правильному (рис. 2.3). Выходы пород дунитового ядра занимают около 70% от площади массива, что может быть проинтерпретировано как признак глубокого эрозионного среза. Дуниты отделены от верлит-клинопироксенитовой оболочки узкими зонами серпентинитов, мощность которых в большинстве случаев не превышает долей метра – первых метров. Ширина верлит-пироксенитовой зоны может достигать первых сотен метров. Строение Матыскенского массива несколько ассиметрично – наибольшая видимая мощность пироксенитов и габбро наблюдается в южной части массива, в то время как в его северной части дуниты напрямую контактируют с вмещающими породами ватынской серии. Характер всех обнаруженных контактов между ультрамафическими породами массива и вмещающими породами ватынской серии тектонический. Предшественниками описаны интрузивные контакты габброидов с вмещающими породами.

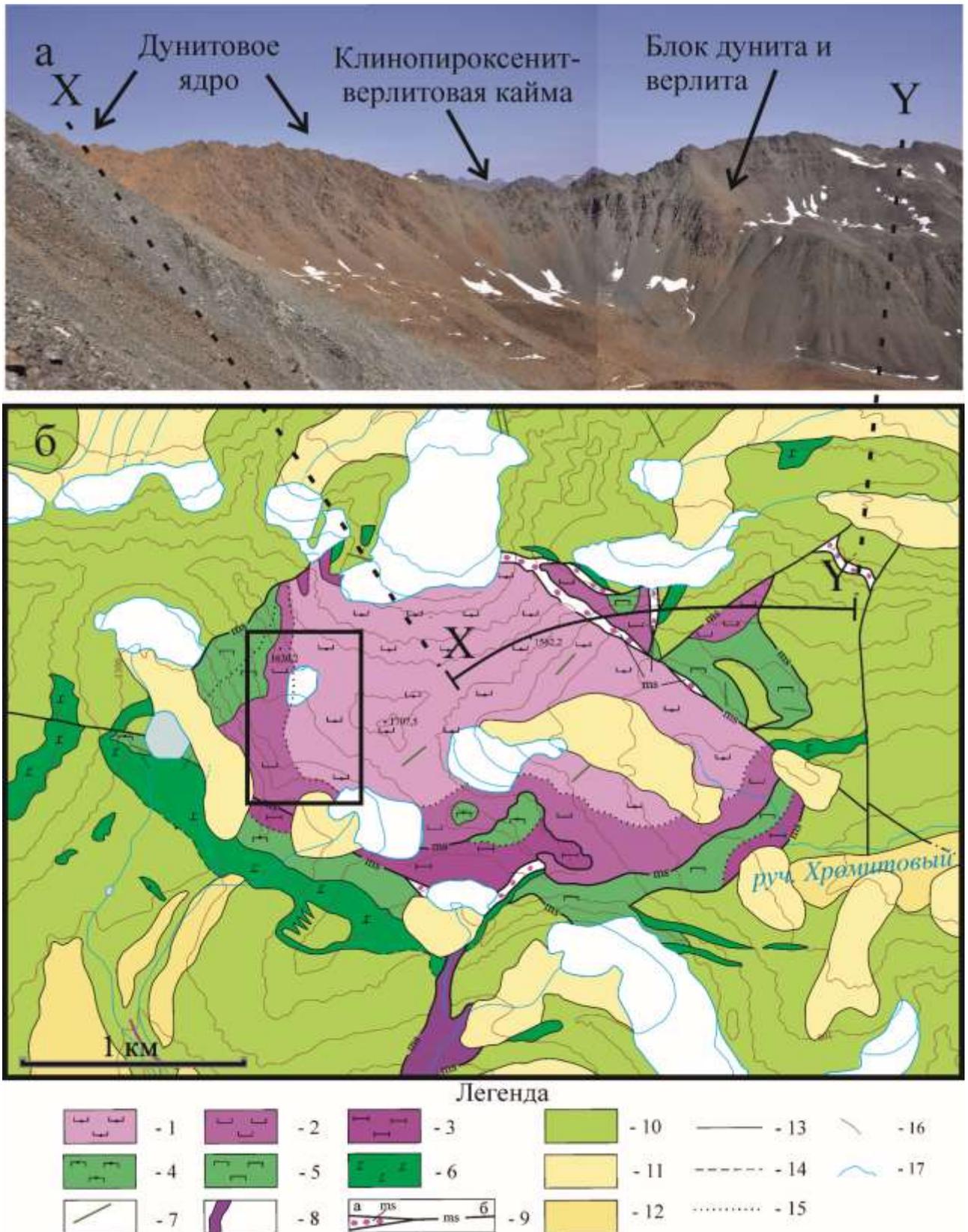


Рис. 2.3. Фотография Матыскенского массива (а) соотнесённая со схемой его геологического строения (б): 1 – дуниты, 2 – дуниты / верлиты, 3 – верлиты, 4 – оливиновые клинопироксениты, 5 – клинопироксениты, 6 – габбро, 7 – дайки габбро, 8 – оливиниты, 9 – серпентиниты (а – в масштабе, б – вне масштаба), 10 – верхнемеловые отложения ватынской серии, 11 – гляциальные отложения, 12 – флювиальные отложения, 13-15 – геологические границы (13 – установленные, 14 – предполагаемые, 15 – фациальные), 16 – изогипсы, 17 – водотоки. Прямоугольником отмече участок детального опробования на Pt (см. рис. 2.37). По материалам А.В. Разумного (2000ф), с упрощениями

Характер контактов дунитов и других пород тектонической, через зоны развития серпентинитов и серпентиновых брекчий, мощность которых колеблется в интервале от полуметра до первых десятков метров. Тектонический характер контактов подтверждается, в том числе, отсутствием зон закалки в краевых частях тел. Форма контактов сложная, в краевых зонах наблюдается чередование блоков дунита и пород оболочки (рис. 2.4а). Дуниты в краевых частях массива, в целом, занимают более низкое гипсометрическое положение, однако, отдельные блоки могут быть надвинуты на породы оболочки (рис. 2.4б). При маршрутном изучении такие участки выглядят как чередование полос дунита и верлита (рис. 2.4в). Контакты верлитов, клинопироксенитов и дунитов с вулканогенно-осадочными образованиями ватынской свиты также тектонические, во многих случаях близкие к вертикальным (рис. 2.4г). Достоверные магматические контакты с вмещающими породами отмечены только для габброидов, которые в пределах Матыскенского массива пользуются малым распространением.

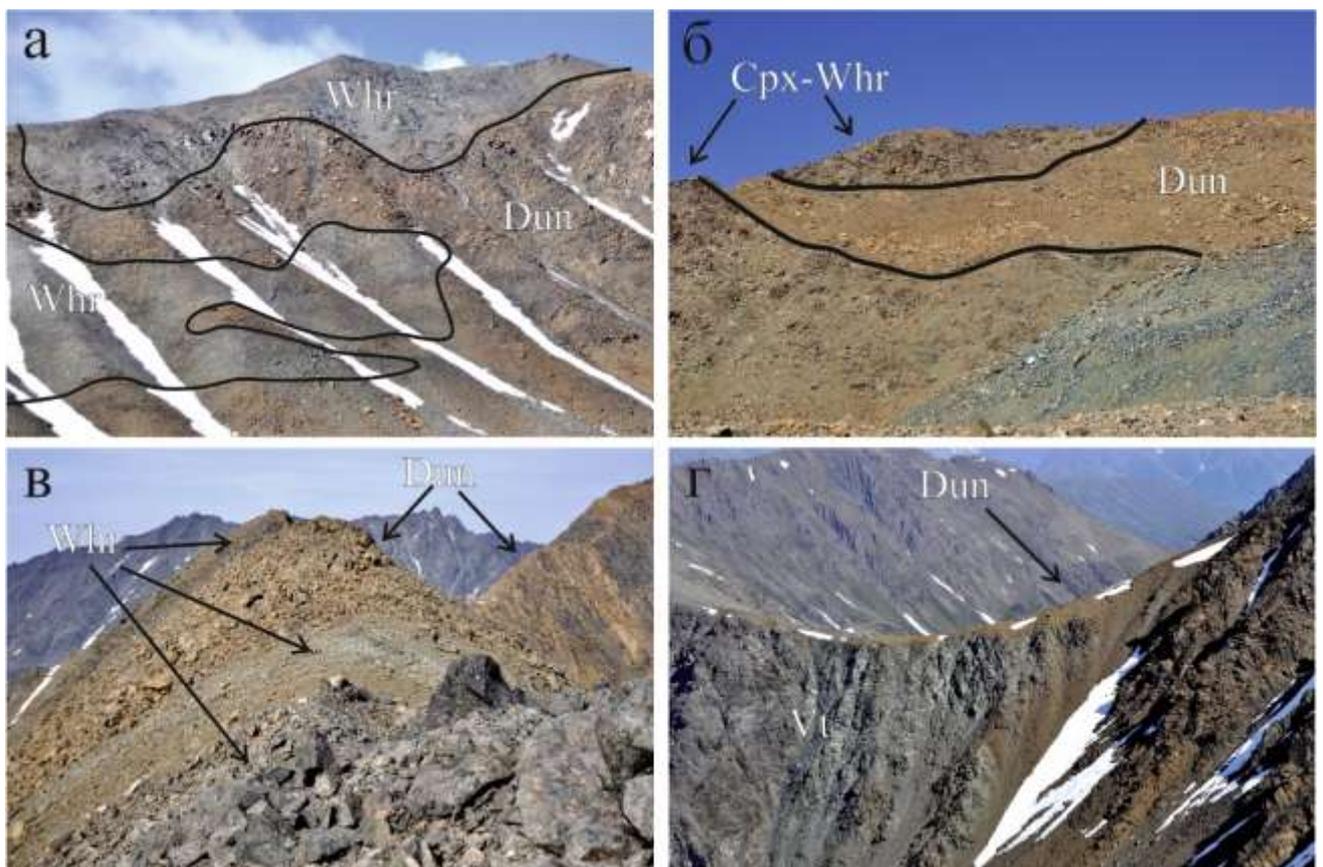


Рис. 2.4. Контакты дунитового ядра (Dun) и верлит-клинопироксенитовой (Cpx-Whr) оболочки южной части Матыскенского массива (а-в): а – вид с севера, б – вид с юга, в – вид с хребта по направлению с востока на запад; г – субвертикальный тектонический контакт дунитов и вулканогенно-кремнистых образований ватынской серии верхнего мела (Vt), северная часть массива. Превышение рельефа на фото «а» порядка 400 м, на фото «б» – порядка 200 м. В правой нижней половине снимка «б» – конечная морена карового ледника

С Матыскенским массивом связано проявление россыпной платины, локализованное в отложениях ручья Хромтовый и реки Матыскен. По существующим оценкам, это проявление потенциально может оказаться средним по объёмам россыпным месторождением, однако, специфические геоморфологические условия, выражающиеся в широком распространении морен и мощных толщ флювиогляциальных отложений, осложняют поиск платиноносных песков (Вильданова и др., 2002). Кроме того, породы Матыскенского массива дренируются рекой Снеговая и её притоками, что позволяет предположить частичное участие материала, образующегося при эрозии Матыскенского массива, в формировании проявления реки Снеговая.

Эпильчикский массив расположен в районе г. Эймнейней и оз. Эпильчик. Массив состоит из четырёх отдельных выходов, образующих на глубине единое тело величиной около 20x3 км (Разумный, 2000ф). Самый крупный выход – Эпильчикский – представляет собой удлинённое в запад-северо-западном направлении концентрически-зональное тело, сложенное в центральной части дунитами, а в краевых – верлитами, клинопироксенитами и габбро (рис. 2.5). При этом, как и Матыскенский, Эпильчикский массив характеризуется ассиметричным строением: габброиды, преобладающие в южной части массива, в северной части слагают лишь узкие, до первых сотен метров, участки; в некоторых случаях дуниты и верлиты по зонам серпентинитового меланжа непосредственно контактируют с габброидами и вмещающими вулканогенно-осадочными толщами ватынской свиты. Подобное строение можно интерпретировать как результат надвига в составе тектонической пластины в север-северо-восточном направлении (т.е., падение пластины и всего массива юг-юго-западное). Контакт между дунитами ядра и верлитовой/клинопироксенитовой оболочкой представляет собой маломощную зону дробления и серпентинизации. При этом, в дуните, в непосредственной близости от контакта визуально отмечается пониженное содержание акцессорного хромшпинелида, отсутствие его шлиров и наличие видимых невооружённым глазом кристаллов клинопироксена, значительно реже встречающегося в центральных частях дунитового ядра. Кроме того, дунит вблизи контакта прорван многочисленными дайками клинопироксенитов, а в некоторых случаях можно уже говорить о дунитовой магматической брекчии, «цементом» которой является клинопироксенит. Дунит из центральных частей массива характеризуется, напротив, высоким содержанием акцессорного хромшпинелида и присутствием его скоплений.

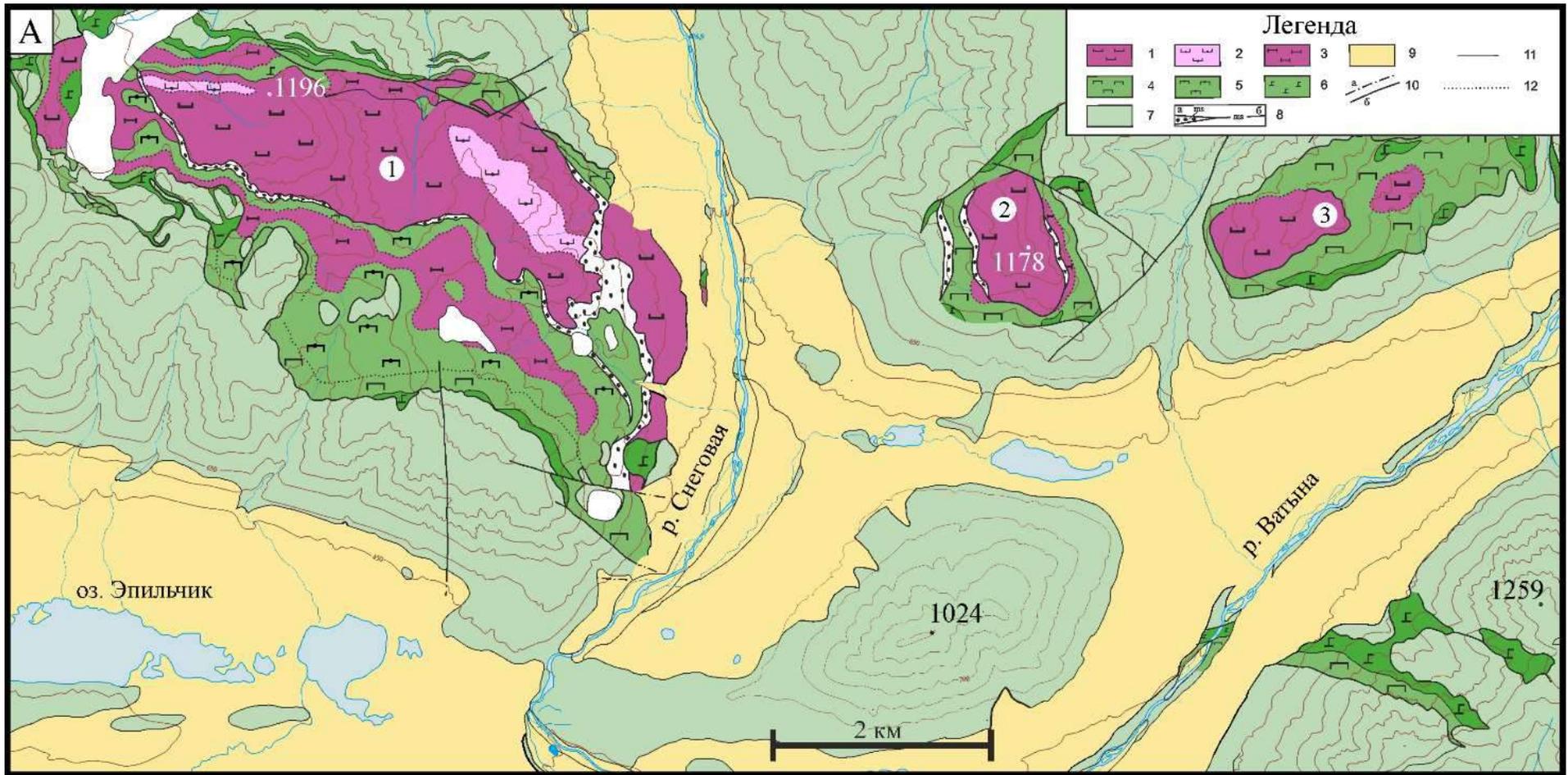


Рис. 2.5. Геологическая карта Эпильчикского массива. 1, 2 – дуниты, 3 – верлиты, 4 – оливиновые клинопироксениты, 5 – клинопироксениты, 6 – габброиды, 7 – вмещающие вулканогенно-осадочные породы ватынской серии и ачайваямской свиты, 8 – серпентиниты, в масштабе (а) и вне масштаба (б), 9 – четвертичные образования, 10 – разрывные нарушения, предполагаемые (а) и достоверные (б), 11 – фазовые границы, 12 – фациальные границы. Составлено по А.В. Разумному (2000ф), с упрощениями

С Эпильчикским массивом связано россыпное проявление платины реки Снеговая. Это проявление было оценено поисковым бурением и шурфами. Перспективы обнаружения промышленной россыпи оцениваются сдержанно: предшественники отмечают неблагоприятные для формирования крупного месторождения, подобного Гальмоэнанскому, геоморфологические условия, однако, допускают возможность обнаружения небольших экономически-рентабельных россыпей (Разумный, 2000ф).

Итчайваямский массив расположен в междуречье рек Каменистая-Итчайваям, в 20 км к западу от впадения последней в бухту Анастасии (Разумный, 2000ф; Вильданова и др., 2002). Массив представлен вытянутым в широтном направлении телом (рис. 2.6), которое вместе с двумя сателлитами – массивами Бараний и Айлиолан – образует на глубине единое тело величиной 30х6 км. Площадь выходов самого массива составляет 53 км². Основная часть массива сложена анортитовым габбро, клинопироксенитами и верлитами; дуниты развиты лишь в западной части массива и представлены несколькими выходами с суммарной площадью менее 1 км². Подобное соотношение пород интерпретируется как признак малого уровня эрозионного среза, который также подтверждается гравиметрическими данными, согласно которым Итчайваямский массив и его сателлиты на глубине образуют единое тело. Между породами массива наблюдаются постепенные переходы, наряду с которыми отмечены и тектонические контакты. Упомянутые сателлиты – массивы Бараний и Айлиолан – сложены, преимущественно, габброидами и прорывающими их монцонитами. Контакты между габброидами массивов и вмещающими породами активные, с хорошо проявленными зонами ороговикования во вмещающих породах. Находки платиноносных хромшпинелидитов в пределах Итчайваямского массива автору не известны, однако предшественниками были обнаружены существенные (до 1 г/т) содержания палладия и платины в клинопироксенитах и габброидах (Полетаев, 1999; Разумный и др., 2000ф). С Итчайваямским массивом связаны два проявления россыпной платины, локализованные в отложениях рек Каменистая и Итчайваям.

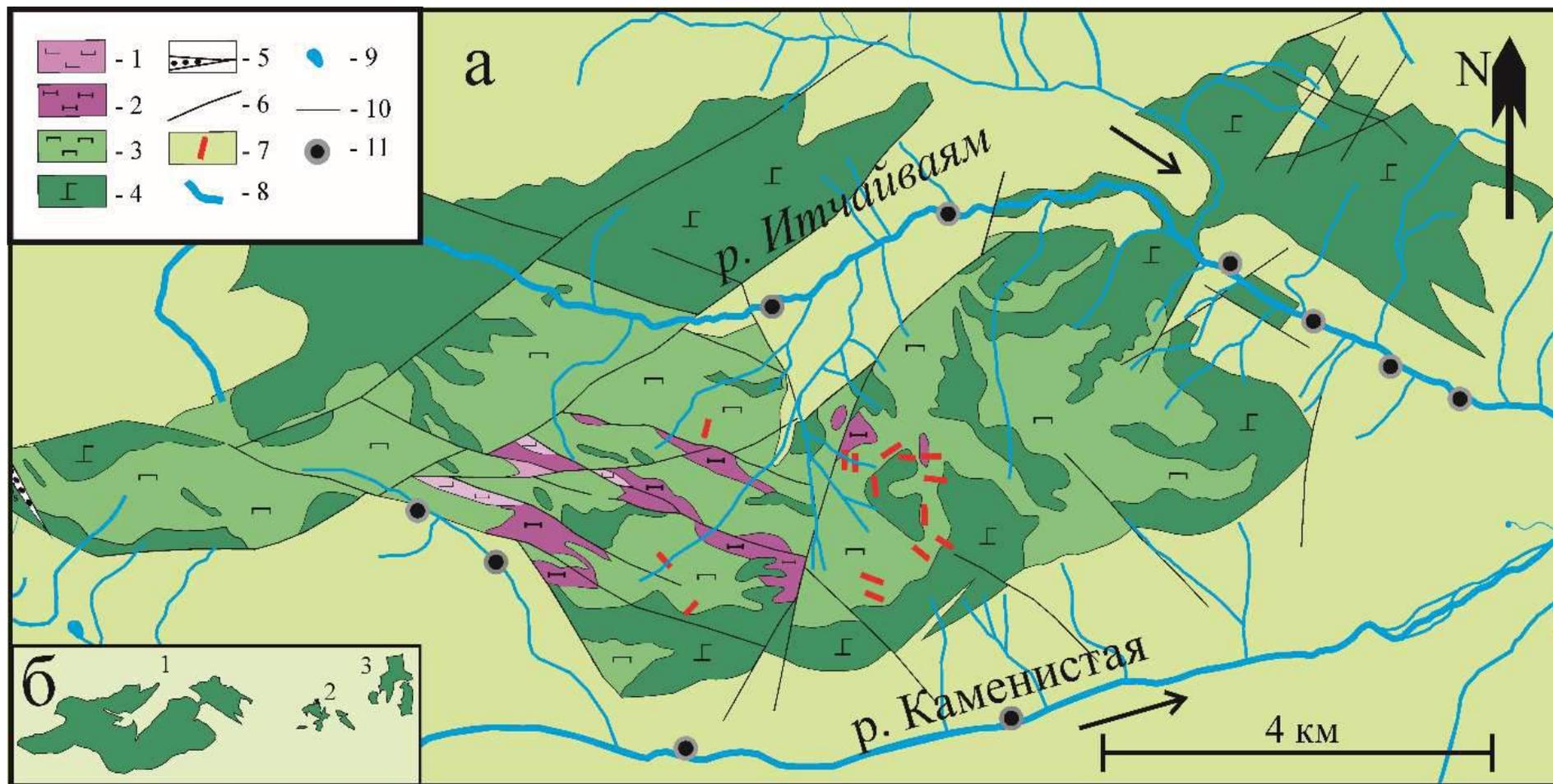


Рис. 2.6. а) Схема строения Итчайваямского массива: 1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты, 4 – габбро, 5 – серпентиниты, 6 – разрывные нарушения, 7 – дайки гранитов, 8 – реки, 9 – озёра, 10 – геологические границы, 11 – наиболее результативные точки шлихового опробования; б) схема расположения Итчайваямского массива (1) и его спутников – массивов Бараний (2) и Айлиолан (3). Составлено по (Разумный, 2000ф), с упрощениями и дополнениями

Базит-гипербазитовые массивы **Таманваямской группы** расположены в северо-восточном окончании Корякско-Камчатского платиноносного пояса, в бассейнах рек Таманваям и Камчимаваям, впадающих в Берингово море (рис. 2.2б, 2.7).

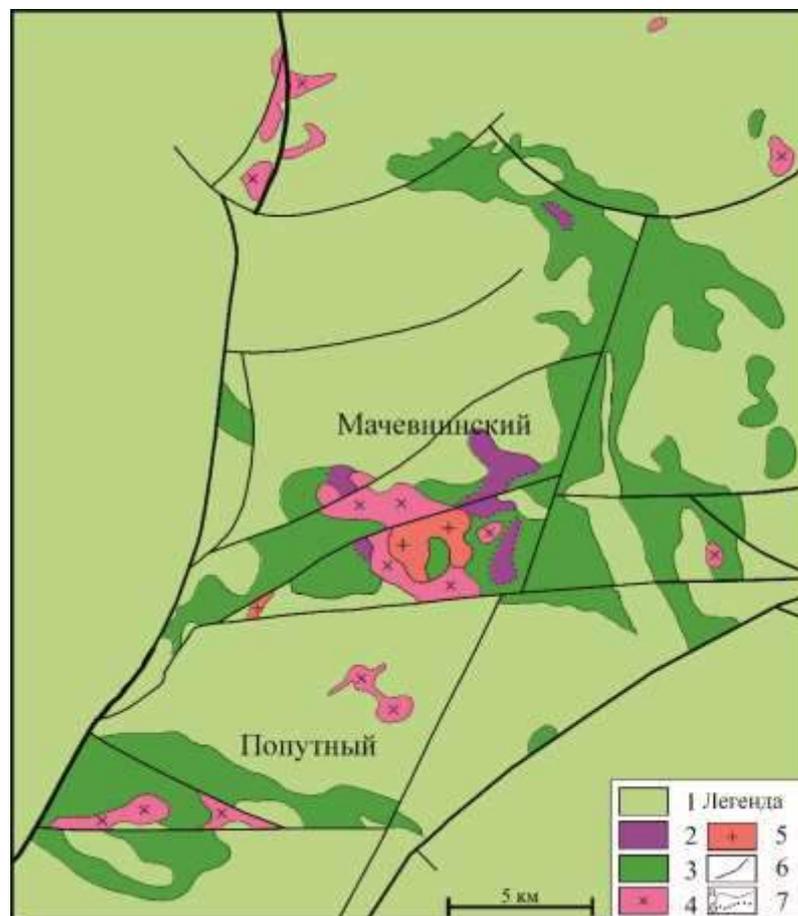


Рис. 2.7. Схема геологического строения Мачевнинского и Попутного массивов. 1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения ачайваямской свиты, 2 – верлиты, клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты, 3 – габброиды, 4 – диориты, 5 – граниты, 6 – разрывные нарушения, 7 – геологические границы, а – фазовые, б – фациальные. Составлено по (Жирнова, 2019), с упрощениями

Мачевнинский массив представляет собой полифациальное и полифазное сложно построенное магматическое тело субширотного простирания площадью около 70 км² (рис. 2.7). В его составе резко преобладают габброиды, в подчинённом количестве присутствуют клинопироксениты (в том числе, их оливиновые разновидности), а также гранодиориты и граниты. Кроме того, на площади массива в делювиальных развалах обнаружены обломки серпентинизированного дунита, взаимоотношения которого с другими породами не установлены.

Наиболее ранними образованиями в пределах Мачевнинского массива являются клинопироксеновые габбро и клинопироксениты. Последние слагают сравнительно

небольшие тела сложной формы площадью первые квадратные километры, в которых изредка встречаются маломощные (первые метры) линзы верлитов. Клинопироксениты постепенно, через плагиоклазовые разности и анортит-оливиновое габбро переходят в клинопироксеновое габбро, в котором, вблизи участков фациальных переходов в клинопироксениты, содержатся шпирь и полосы клинопироксена мощностью первые сантиметры.

Наибольшим распространением в составе массива пользуются амфиболовые разности габброидов, варьирующие по составу от нормально-щелочного габбро до монцонитов и монцодиоритов. Являясь более поздними, в сравнении с клинопироксенитами и клинопироксеновыми габбро, образованиями, они нередко содержат их угловатые ксенолиты, а также ксенолиты вмещающих вулканогенных и осадочных пород. Для амфиболовых габброидов характерны порфировидные и офитовые структуры, что служит признаком их формирования в относительно малоглубинных условиях, либо в краевых или близких к апикальным частях массива. Содержания породообразующих минералов в амфиболовом габбро варьируют в широких пределах – за счёт уменьшения содержания темноцветных минералов и появления кварца и калиево-натриевого полевого шпата, они постепенно переходят в габбродиориты и диориты, а также их умеренно-щелочные аналоги (монцогаббродиориты и монцониты).

Наиболее поздними образованиями в пределах массива являются гранодиориты и граниты, прорывающие все вышеописанные породы. Спорным является вопрос их геологической принадлежности – одними исследователями они рассматриваются в качестве фазы позднемелового вывенского ПК, другими – как образования позднемелового энынгваямского комплекса, третьи – относят данные породы к более молодому палеоценовому таманваямскому комплексу (Семёнов, 1981ф). Гранодиориты и граниты слагают одно крупное тело неправильной в плане формы, расположенное в центральной части Мачевнинского массива, и два небольших штока – сателлита. Контакты с вмещающими габброидами – сложные, инъекционные, вплоть до образования магматических брекчий, в которых многочисленные остроугольные ксенолиты габбро «цементированы» гранитом.

Попутный массив расположен в нескольких километрах к югу от Мачевнинского и близок к нему по составу пород и геологическому строению (рис. 2.7). Отличие заключается в том, что в пределах Попутного массива не описаны клинопироксениты и

верлиты, а среди габброидов большим распространением пользуются умеренно-щелочные разновидности – монцогаббро и монцогаббродиориты.

Наряду с описанными крупными массивами, в Таманваймскую группу входит ряд тел меньшего размера. Наиболее интересным среди них является Прижимный массив (рис. 2.2б), так как с ним связана россыпь ручья Прижимный. Прижимный массив сложен габброидами, среди которых встречаются тела клинопироксенитов, изредка переходящих в оливиновые клинопироксениты и верлиты (рис. 2.8). Эти тела прорваны штоком диоритов. Россыпь ручья Прижимный относится к мелким – за всё время разработки было извлечено около 850 кг золота и 50 кг металлов платиновой группы (Карта полезных ископаемых..., 1999).

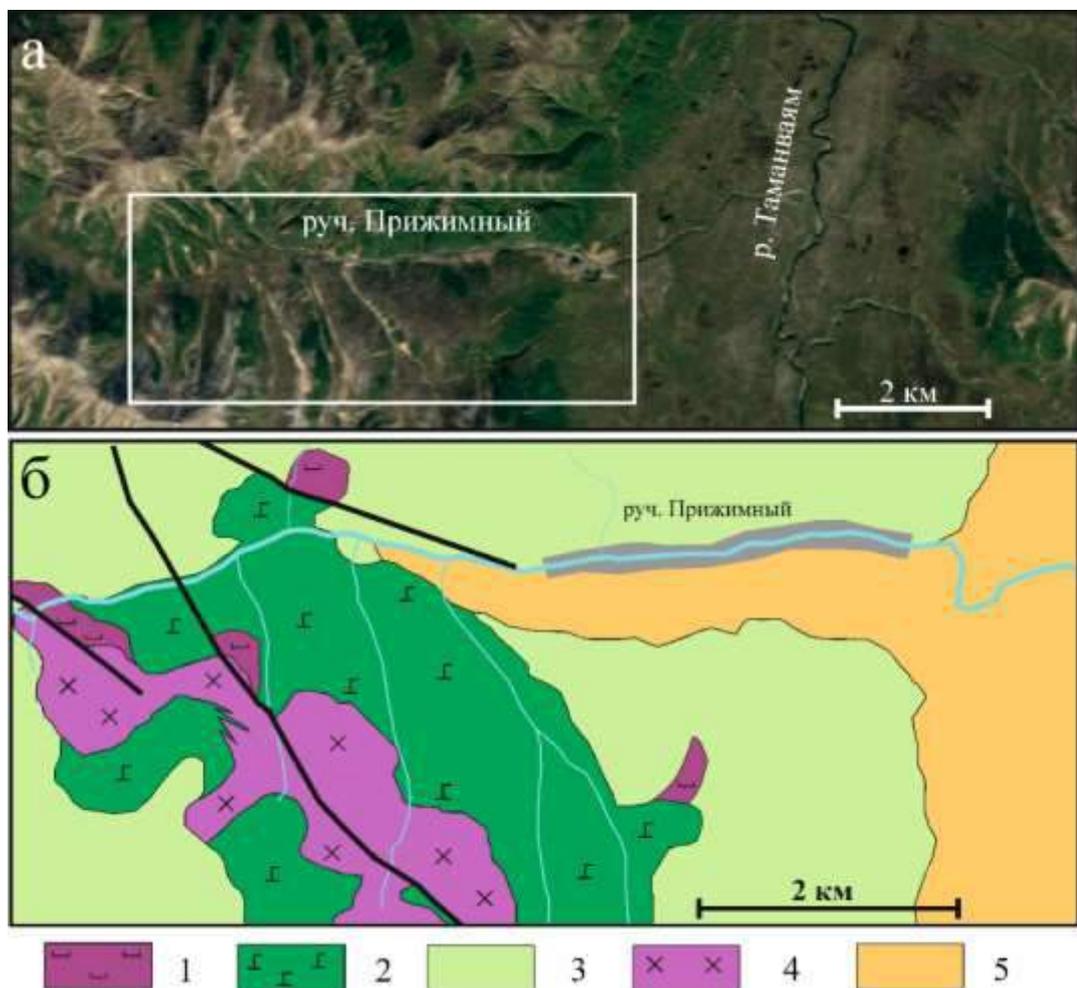


Рис. 2.8. Космический снимок (а) и схема геологического строения (б) Прижимного массива и россыпи ручья Прижимный: 1 – верлиты и клинопироксениты, 2 – габброиды, 3 – вмещающие породы ачайваймской свиты верхнего мела, 4 – диориты, 5 – четвертичные аллювиальные и флювиогляциальные образования. Составлено по (Семёнов, 1981ф), с упрощениями. Космическое изображение с сайта google.com/maps

2.3 Возраст массивов Таманвямской группы

В ходе геологической съёмки масштаба 1:50 000 предшественниками производилось определение возраста пород массивов Эпильчикской группы Rb-Sr и Sm-Nd методами. Для Итчайвямского массива были получены значения 78 и 83 млн лет, для Эпильчикского – 81 и 82 млн лет, а для Матыскенского – 84 и 89 млн лет соответственно (Вильданова и др. 2002). При использовании этих датировок следует учитывать, что Rb-Sr и Sm-Nd методы в целом не предназначены для мезозойских образований и, как следствие, датировки следует считать условными. В этом контексте больший интерес представляет определение возраста массивов по цирконам: из относящихся к концентрически-зональным массивам пород пригодны, в первую очередь, габброиды, в особенности – их субщелочные разновидности (например – монцониты). В ходе работ по составлению листов Государственной геологической карты были отобраны пробы пород Мачевнинского и Попутного массивов, а именно – 1 проба монцонита, 1 проба роговообманкового габбро, 1 проба габбро, 1 проба гранодиорита и две пробы клинопироксенита.

По своему облику цирконы, выделенные из пород Мачевнинского и Попутного массивов, можно разделить на две группы: короткостолбчатые, характерные для монцонита и клинопироксенита, и длинностолбчатые, характерные для всех остальных пород. Все изученные цирконы характеризуются зональным характером катодолюминесценции при ярко выраженном секториальном строении (рис. 2.9).

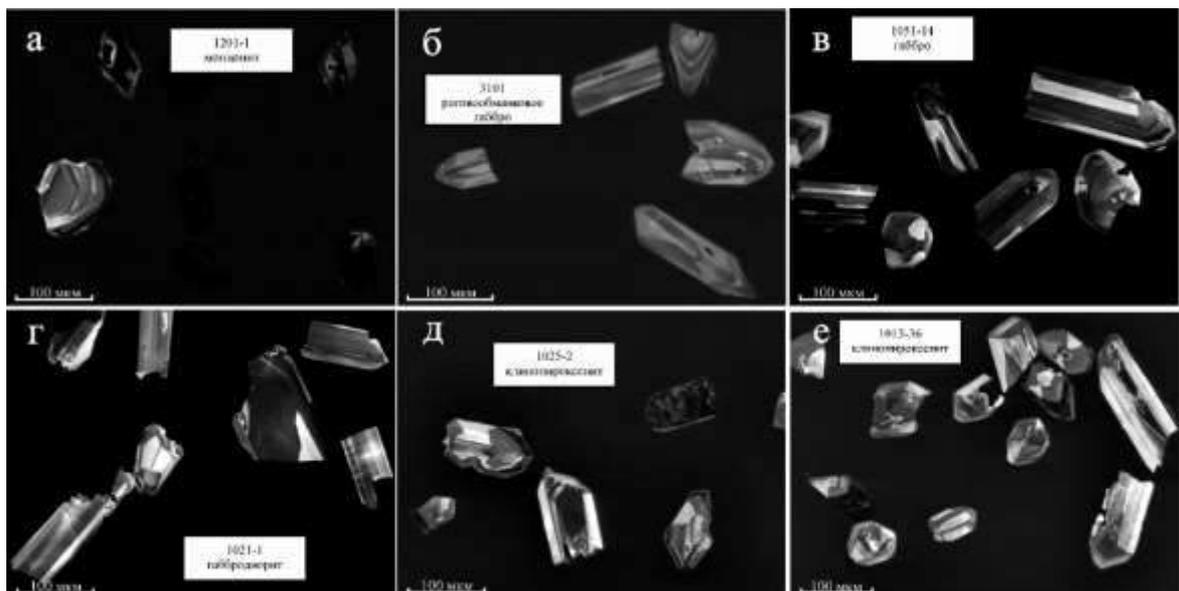


Рис. 2.9. Катодолюминесцентные изображения цирконов из пород массивов Таманвямской группы. Изображения получены в ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик А.В. Антонов

Для того, чтобы удостовериться в том, что цирконы из каждой породы выделены корректно, без заражения проб (что особенно актуально для клинопироксенитов, содержание циркония в которых находится на невысоком уровне), их составы были нанесены на бинарную диаграмму в координатах U-Th (рис. 2.10). Наибольшим содержанием этих элементов характеризуются цирконы из монцонита (1201-1), которые образуют резко отделённую от всех остальных цирконов группу. Цирконы из трёх образцов габбро отличаются между собой: для образца 3101 содержания U и Th несколько меньше, чем для образца 1021-1, в то время, как для 1051-14 характерно пониженное содержание Th относительно U. Клинопироксениты (1025-2 и 1013-36) также незначительно отличаются между собой.

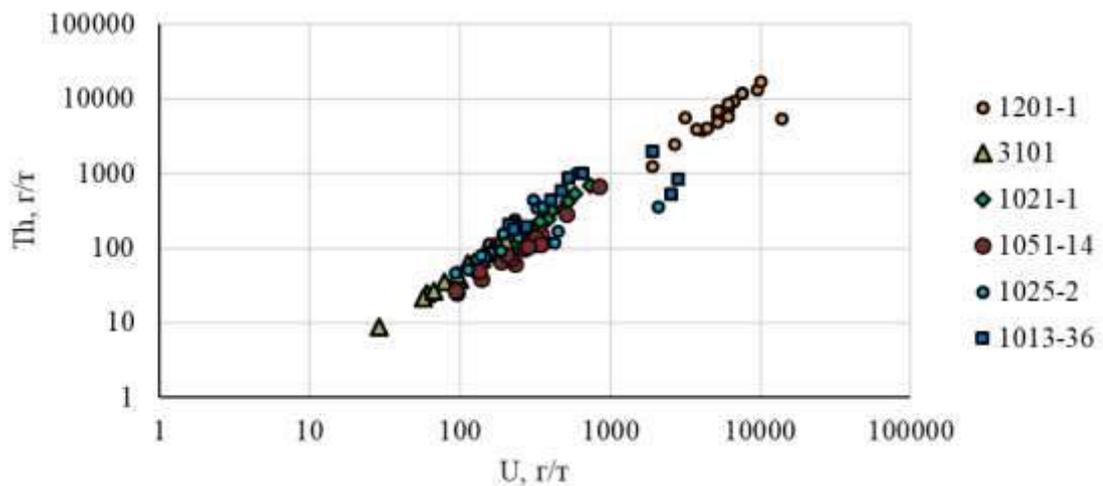


Рис. 2.10. Бинарная диаграмма U и Th в цирконах, использованных для определения возраста пород Мачевнинского массива. 1201-1 – монцонит, 3101, 1021-1, 1051-15 – габбро, 1025-2, 1013-36 – клинопироксениты

Изотопное исследование этих цирконов дало близкие значения возраста (рис. 2.11): для монцонитов – $73,8 \pm 3,5$ млн лет для клинопироксенитов – $69,6 \pm 0,6$ и $69,1 \pm 0,5$ млн лет, для габбро – $69,3 \pm 0,6$ млн лет, для габбродиоритов – $68,2 \pm 0,5$ млн лет. Таким образом, диапазон формирования всех вышеперечисленных пород лежит в интервале $73,8 - 67,7$ млн лет, за исключением одной изотопной датировки роговообманкового габбро, для которого получено конкордантное значение возраста $63,9 \pm 0,8$ млн лет. В результате, время формирования интрузивных массивов соответствует маастрихту ($73 - 65$ млн лет, согласно Общей геохронологической шкале). К этому же времени, по данным биостратиграфических исследований рассматриваемого района и сопредельных территорий (Башаркевич, 1980; Разумный, 2017), относится формирование вулканогенно-

осадочных толщ ачайвямской свиты. Учитывая вышесказанное, интрузивные и вулканогенные образования района можно считать одновозрастными.

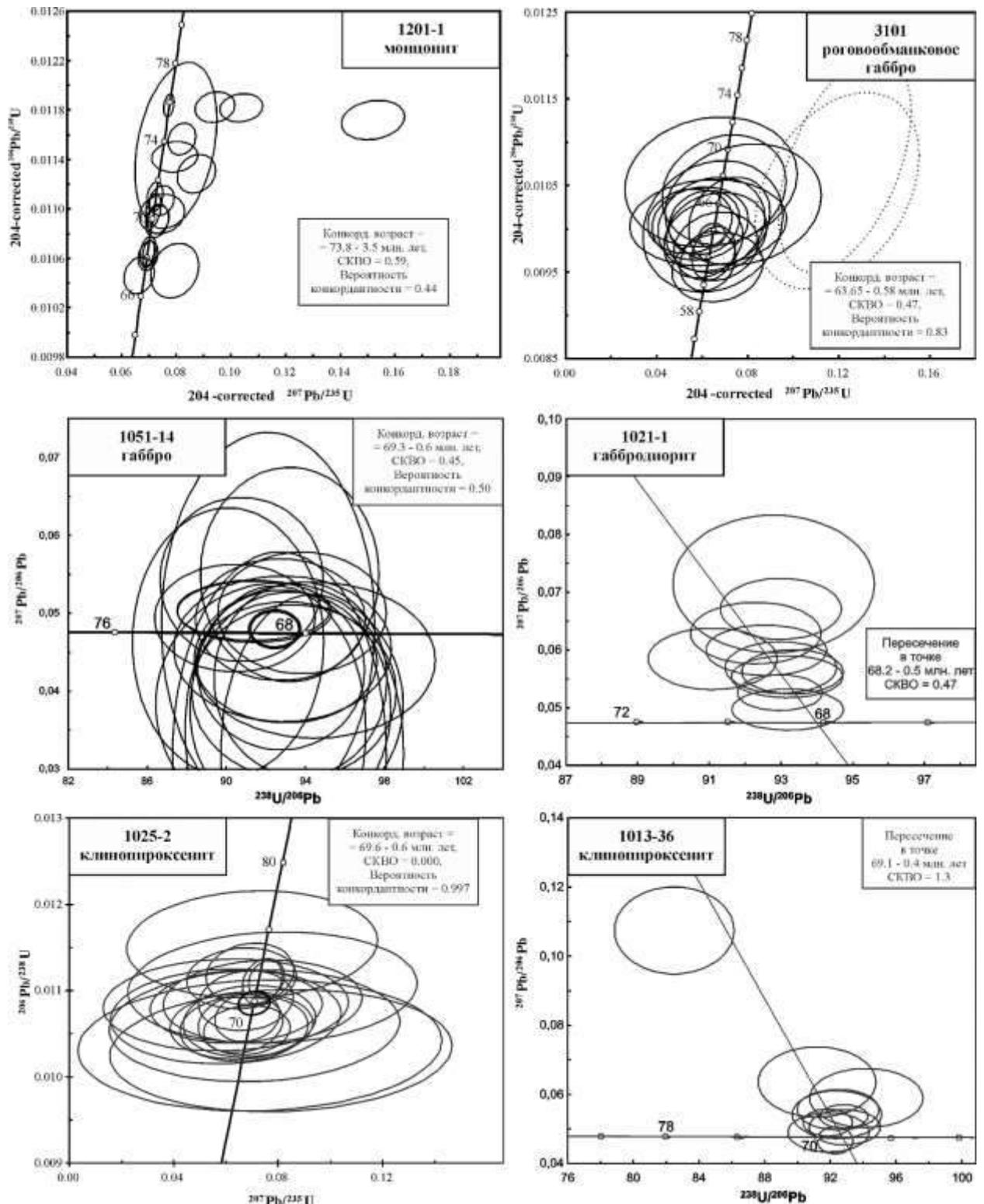


Рис. 2.11. Диаграммы с конкордиями и возрастом цирконов пород Попутного (1051-14) и Мачевнинского (все остальные) массивов. Данные приводятся по статье (Кутырев, Жирнова, 2019). Анализы выполнены в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» в ходе работ по составлению листа Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения

2.4 Текстуры и структуры пород концентрически-зональных массивов

Породы верлит-клинопироксенит-габбровой оболочки

Габброиды, развитые в пределах массивов, в зависимости от взаимоотношений с ультрамафическими породами можно подразделить на два типа. К первому относятся габбро, связанные фациальными переходами с клинопироксенитами. Они состоят из клинопироксена и основного плагиоклаза (вплоть до битовнита и анортита), и могут содержать оливин (рис. 2.12а, б), вплоть до перехода в плагиоклаз-содержащий оливиновый клинопироксенит (рис. 2.12в, г). Кроме того, в состав этой породы может входить некоторое количество роговой обманки и биотита. Рудный минерал представлен магнетитом, который может содержать небольшую примесь Cr. Структура этих пород призматически-зернистая или габбровая. Такое габбро составляет значительную часть массивов Итчайваям и Эпильчик, встречается в пределах массива Матыскен и составляет небольшие участки в пределах Мачевнинского массива.

Габброиды второго типа занимают секущее положение по отношению как к телам ультрамафитов, так и к габброидам первого типа. В их составе преобладает амфибол, в центральных частях зёрен которого изредка наблюдаются реликты клинопироксена. Плагиоклаз по составу обычно близок к лабрадору. Наряду с этими минералами, в таких породах можно наблюдать небольшое количество калиево-натриевого полевого шпата, слюд и кварца. В некоторых случаях, содержание этих минералов может быть значительным, тогда порода переходит в монцонит или монцогаббро. Для такого габбро наиболее характерна структура, переходная от призматически-зернистой к офитовой (рис. 2.12в, г), в некоторых случаях переходящая в пойкилофитовую (2.12д, е).

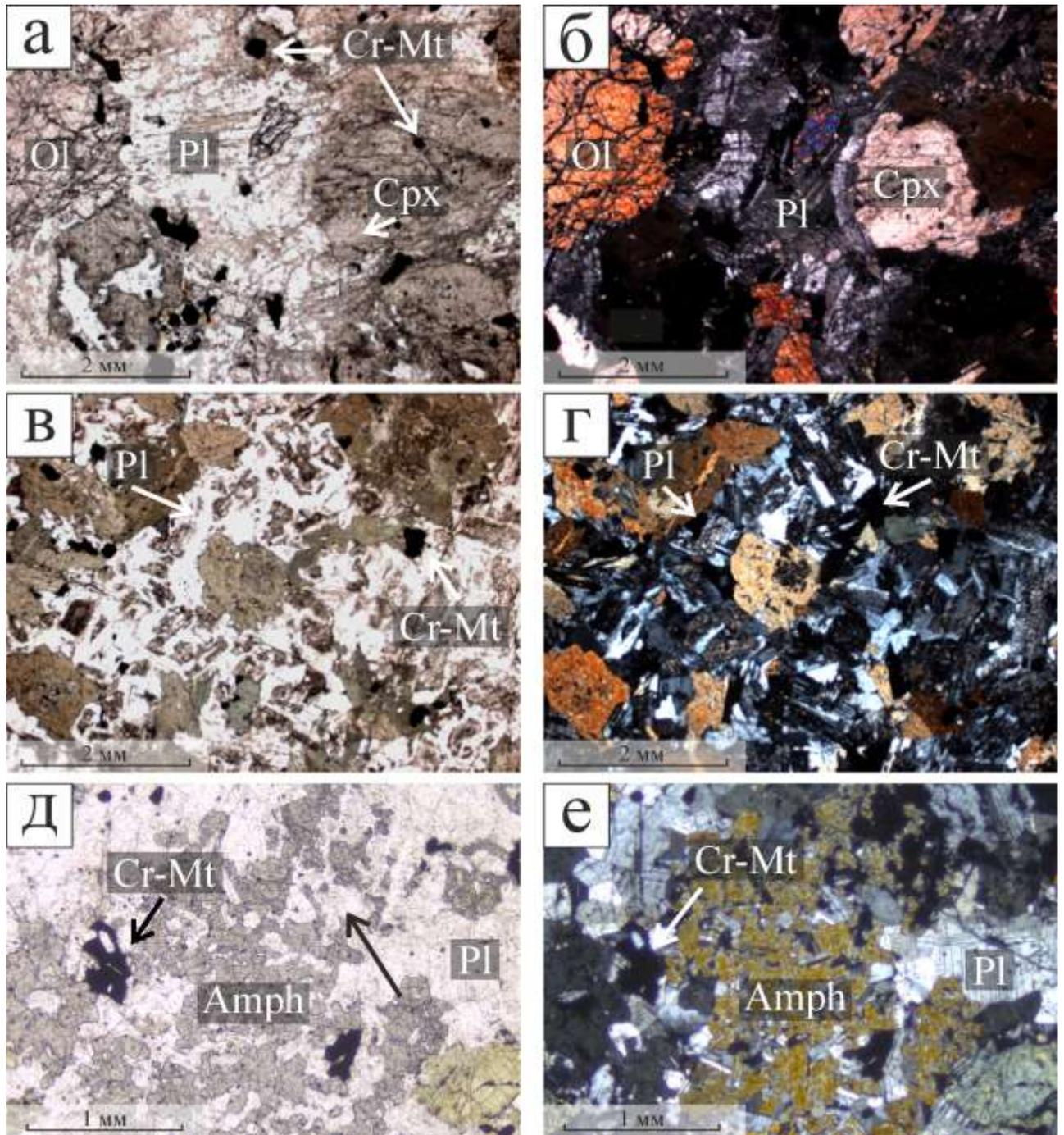


Рис. 2.12. Габброиды Мачевнинского массива, фотографии в проходящем неполяризованном (а, в, д) и поляризованном (б, г, е) свете: а, б – оливиновое габбро, в, г – амфиболовое габбро с призматической структурой, д, е – амфиболовое габбро с пойкилофитовой структурой

Породы верлит-клинопироксеновой оболочки, наряду с самими клинопироксенами и верлитами, могут быть представлены их флогопитовыми или роговообманковыми разностями. В целом, для этих пород характерна средне-крупнозернистая структура со следующим порядком идиоморфизма: оливин – клинопироксен – плагиоклаз (рис. 2.13). В редких случаях отмечается ксеноморфизм оливина относительно клинопироксена, либо равноправные отношения этих минералов.

Хроммагнетит может быть как ксеноморфен по отношению к силикатам (в таком случае, порода приобретает элементы сидеронитовой структуры, рис. 2.13а, б), так и идиоморфным по отношению к ним (рис. 2.13в-е).

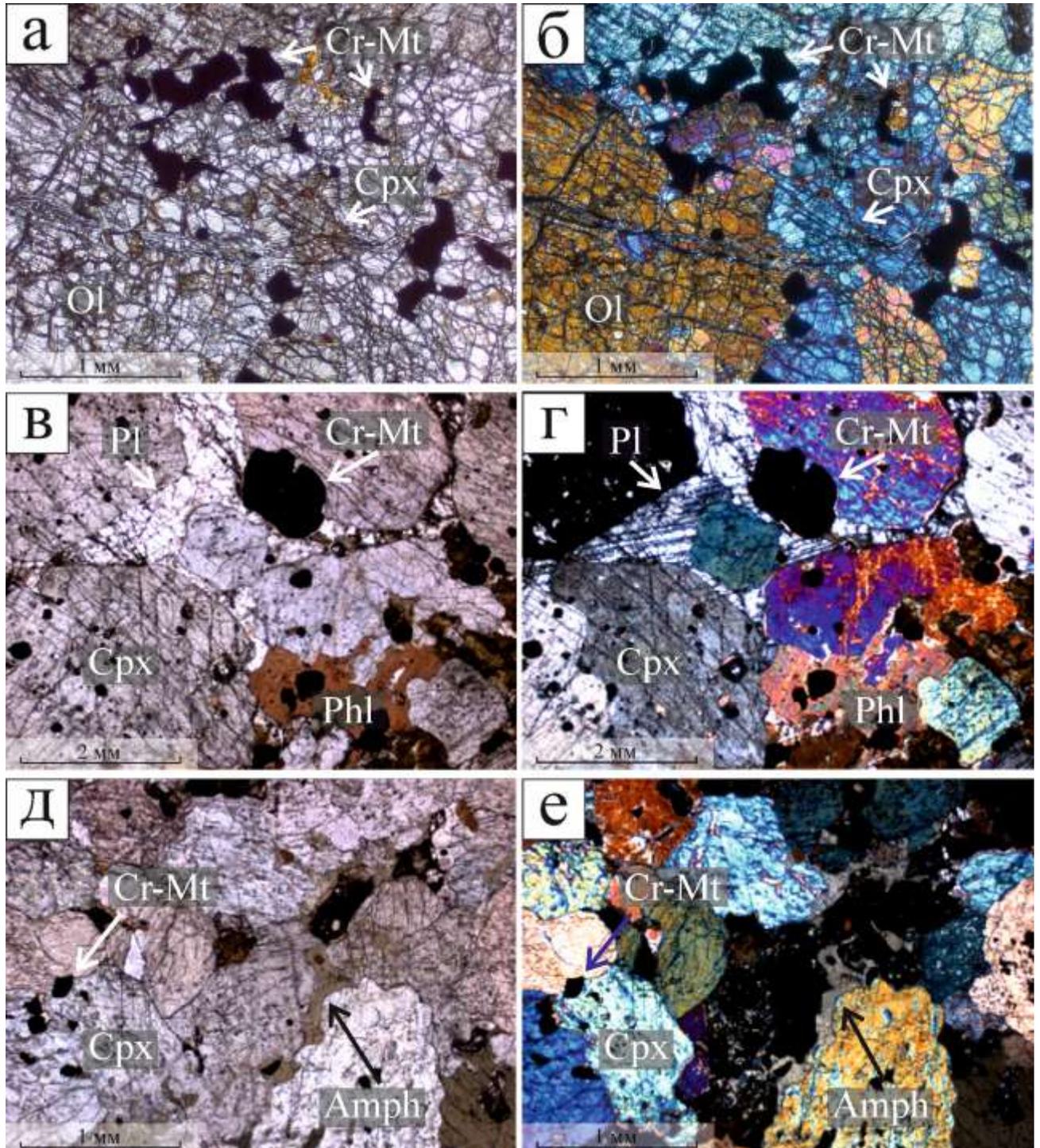


Рис. 2.13. Фотографии шлифов верлитов и клинопироксенов в проходящем неполяризованном (а, в, д) и поляризованном свете (б, г, е): а, б – верлит Матыскенского массива, в, г – обогащённый плагиоклазом участок флогопит-содержащего клинопироксена Мачевнинского массива, д, е – амфибол-содержащий клинопироксенит Мачевнинского массива

В заключение описания этой группы пород, необходимо отметить широкое распространение в краевых частях массивов их пегматоидных разновидностей. Для них характерно чрезвычайно широкое разнообразие структур и текстур, рассмотрение которых выходит за рамки настоящей работы.

Дуниты

С самого начала изучения концентрически-зональных массивов, а именно – Платиноносного пояса Урала, структурным особенностям дунитов, а в первую очередь – их зернистости и характеру сростаний зёрен оливина, уделялось особое внимание. При этом, наблюдения за соотношением различных структурных разновидностей дунитов легли в основу поисковых моделей. Например, многими авторами (Иванов, 1997; Столяров, 2002; Пушкарёв и др., 2007) было замечено, что платиноносные хромшпинелидовые скопления приурочены к областям фациальных контактов между дунитами, отличающимися по зернистости. Эти наблюдения подтвердились в ходе поисково-оценочных работ, проведённых АО «Полиметалл» в пределах Вересовоборского массива (Степанов, 2018). Кроме того, в ряде работ обосновывается роль процессов перекристаллизации дунитов в формировании хромшпинелидовых скоплений и, как следствие, платиновой минерализации (Иванов, 1997; Власов, 2003; Мочалов, Бортников, 2008).

В Матыскенском массиве преобладающим типом оказались среднезернистые дуниты, размер зёрен оливина которых составляет 0,2-0,3 см (рис. 2.14). Несколько реже встречаются средне-крупнозернистые дуниты, с размером зёрен оливина 0,3-0,6 см. Собственно крупнозернистые и пегматоидные дуниты встречаются крайне редко, в то время как мелкозернистые дуниты (со средним размером кристаллов оливина менее 0,1 см) встречены только в виде небольших участков в среднезернистой породе.

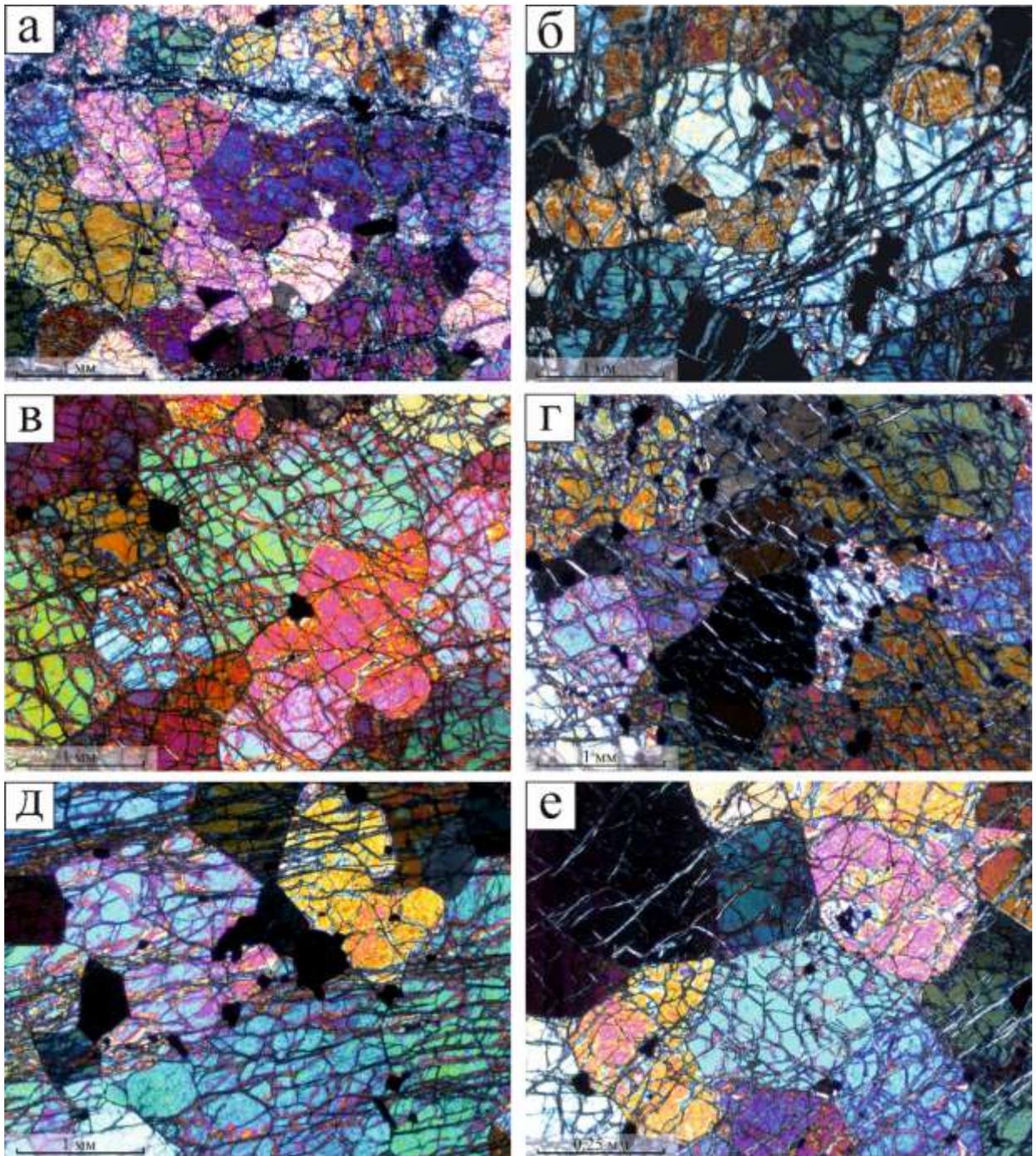


Рис. 2.14. Структурные типы дунитов: а – среднезернистый протогранулярный дунит, б – крупнозернистый протогранулярный дунит, в – среднезернистый протогранулярный с переходом к мезогранулярному дунит, г – мелко-среднезернистый протогранулярный с переходом к мезогранулярному дунит, д – средне-крупнозернистый мезогранулярный дунит, е – мелко-среднезернистый мезогранулярный дунит. Основной объём породы выполнен оливином, чёрные зёрна – хромшпинелид, в трещинах развивается серпентин. Все фотографии в проходящем поляризованном свете

Во многих случаях в пределах небольшого участка породы можно наблюдать как крупные зёрна оливина (1 см и более), так и участки мелкозернистой массы. По форме зёрен дуниты можно разделить на два основных структурных типа, пользующихся

приблизительно равным распространением. Первый, протогранулярный, тип характеризуется сложным характером границ между зёрнами, которые прорастают друг в друга (рис. 2.14в, г). Для второго, мезогранулярного типа, характерны изометричные зёрна с прямыми границами, сходящимися под углами, близкими к 120° . Подобная структура свидетельствует о формировании данного типа дунита в ходе процессов перекристаллизации с образованием равновесных границ между зёрнами.

2.5 Химический состав пород концентрически-зональных массивов и вулканитов ачайваямской свиты

На TAS диаграмме породы зональных массивов, а также вулканиты ачайваямской свиты не образуют единого тренда, показывая значительные вариации в содержании щелочных элементов (рис. 2.15а). На диаграмме в координатах $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ (рис. 2.15б) заметна отрицательная корреляция, при том, что ряд составов основных вулканитов ачайваямской свиты оказывается низкомагнезиальным. Более закономерными представляются вариации MgO-TiO_2 и $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ (рис. 2.15в, г). В обоих случаях проявлена явная отрицательная корреляция, при этом, на диаграмме $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ заметно отклонение точек составов клинопироксенитов от основного тренда в сторону низкоглинозёмистых составов.

Базальты, пикробазальты и пикриты ачайваямской свиты обладают похожими спектрами распределения РЗЭ (рис. 2.16). Для них характерно незначительное обогащение лёгкими РЗЭ относительно тяжёлых, при пониженном, в целом, содержании всех компонентов в пикритах относительно базальтов. Амфиболовое габбро Мачевнинского массива по распределению РЗЭ оказалось полностью идентично вулканитам ачайваямской свиты, в то время, как оливиновое габбро в значительной степени обеднено всеми, а в особенности, – лёгкими РЗЭ (рис. 2.16б). Последняя разность габбро сложена клинопироксеном, анортитом и оливином, и, по содержанию SiO_2 (41,3-44,0 мас. %), является одной из самых примитивных пород среди рассматриваемых.

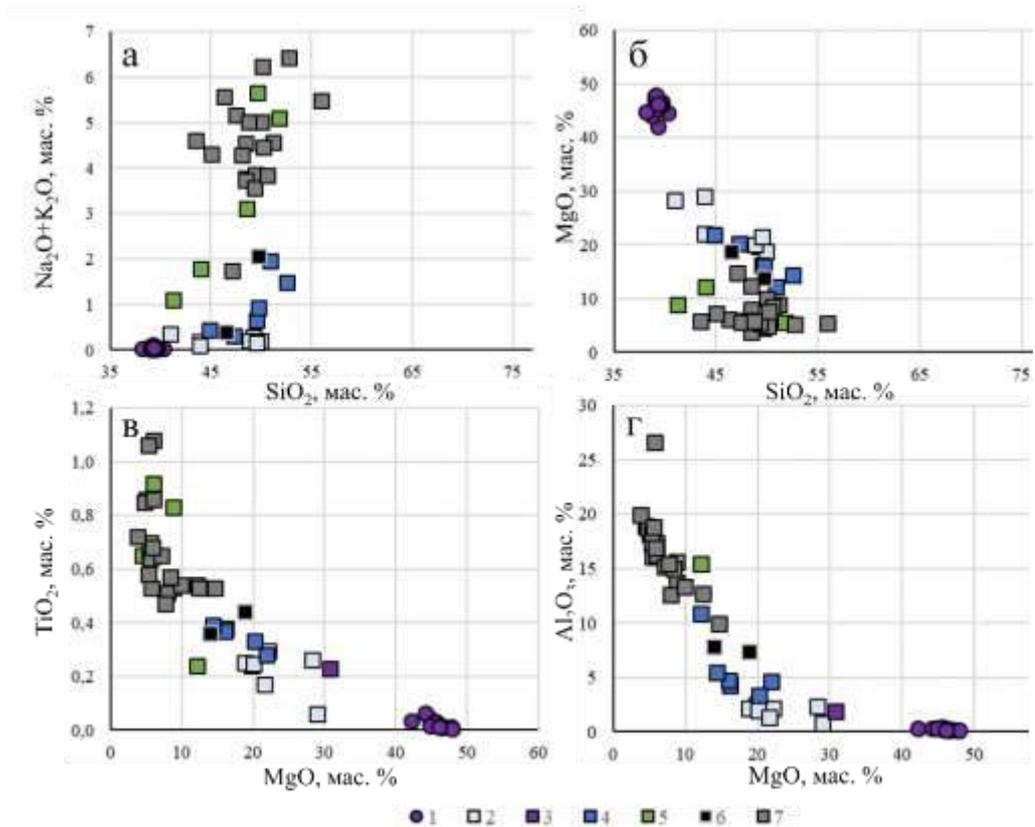


Рис. 2.15. Вариационные диаграммы пород массивов Матыскенского массива (1 – дуниты, 2 – верлиты и клинопироксениты), массивов Таманвямской группы (3 – дуниты, 4 – клинопироксениты, 5 – габброиды), вулканитов ачайвямской свиты (6 – пикриты и пикробазальты, 7 – базальты, андезибазальты и андезиты)

Верлиты и клинопироксениты, как Мачевнинского, так и Матыскенского массива, также обладают спектрами распределения РЗЭ, близкими по форме к вулканитам ачайвямской свиты. При сопоставлении рисунков 2.16 а и б становится очевидным, что для ряда спектров верлитов и клинопироксенитов наблюдается полное совпадение со спектрами пикритов и пикробазальтов ачайвямской свиты. Дуниты (рис. 2.16) ожидаемо обеднены РЗЭ. Неровный, «пилообразный» характер некоторых спектров объясняется тем, что содержание некоторых элементов в дунитах оказалось близким к порогу обнаружения. Тем не менее, по общему характеру распределения РЗЭ, дуниты близки клинопироксенитам и верлитам.

Как дуниты, так и клинопироксениты и верлиты Матыскенского массива, в сравнении с аналогичными породами Мачевнинского массива, обладают более пологими спектрами распределения РЗЭ. Таким образом, в случае с обоими массивами наблюдается соответствие геохимических особенностей этих пород, что является важным аргументом в пользу прямой генетической связи между этими породами.

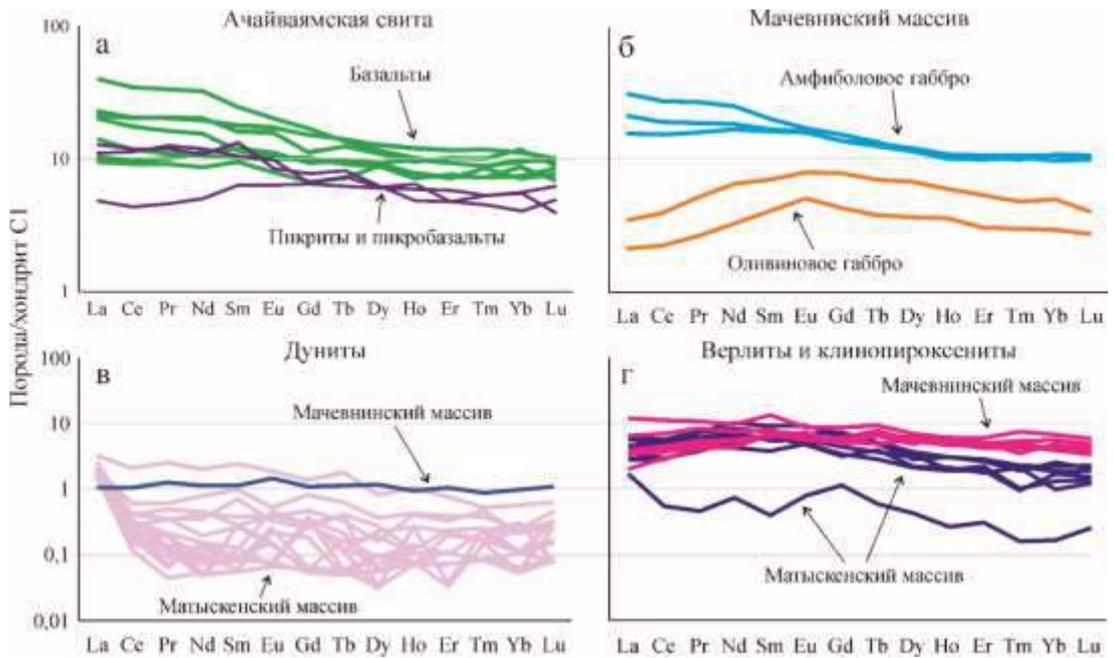


Рис. 2.16. Диаграммы распределения редкоземельных элементов в породах ачайваямской свиты, Мачевнинского и Матыскенского массива. Все анализы нормированы на хондрит C1 (McDonough, Sun, 1995)

Анализ распределения элементов на поликомпонентных диаграммах (рис. 2.17) приводит к схожим выводам. Базальты и пикриты ачайваямской свиты полностью соответствуют амфиболовому габбро Мачевнинского массива. В то же время, оливиновое габбро резко отличается по содержанию P_2O_5 (рис. 2.17б), что сближает его с верлитами и клинопироксенитами (рис. 2.17г).

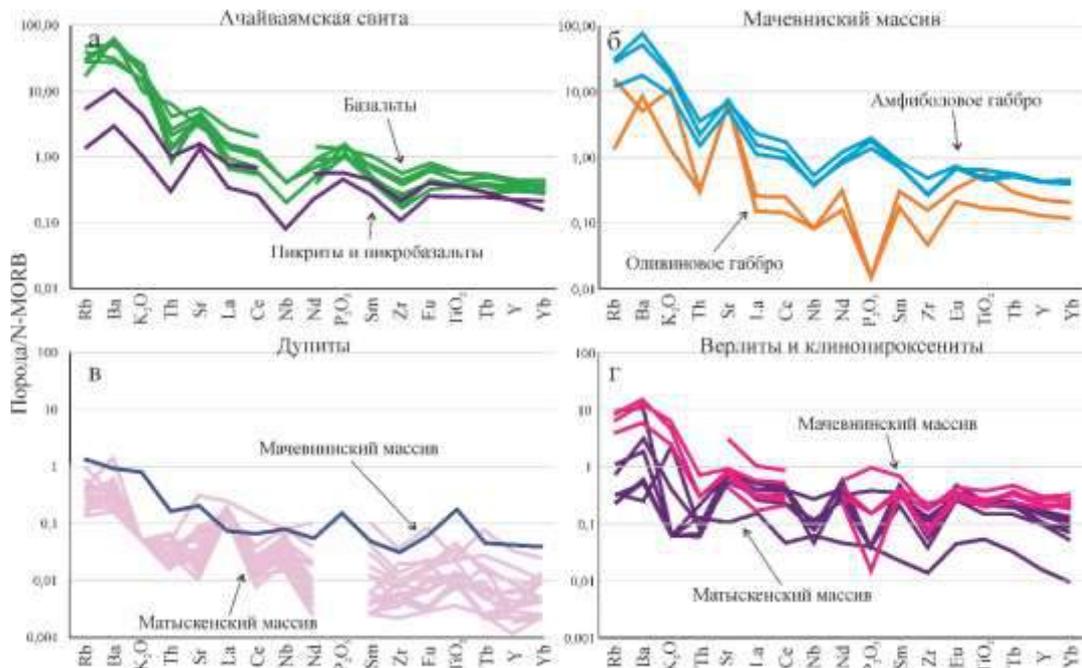


Рис. 2.17. Диаграммы распределения малых элементов в породах ачайваямской свиты, Мачевнинского и Матыскенского массивов. Все анализы нормализованы на N-MORB (McDonough, Sun, 1989)

Таблица 1

Состав пород Матыскенского, Мачевнинского и Попутного массивов и вулканитов ачайвямской свиты

№	Порода	Мас. %										Г/т								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	ППП	Сумма	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
1	Pl-bas	43,50	0,53	26,60	7,11	0,15	5,70	8,22	4,04	0,57	0,15	н/о	3,97	100,54	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
2	Bas	48,50	0,53	12,70	9,02	0,17	12,40	9,59	2,17	1,61	0,27	н/о	2,47	99,43	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
3	Bas	49,40	0,86	18,20	9,02	0,15	5,08	10,60	2,76	1,09	0,17	н/о	2,08	99,41	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
4	Trandbas	52,70	0,58	17,30	7,79	0,15	5,28	6,56	4,20	2,22	0,19	н/о	2,38	99,35	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
5	And	56,00	0,66	16,10	7,74	0,12	5,49	5,66	3,44	2,05	0,27	н/о	1,99	99,52	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
6	Pcr-bas	47,10	0,53	9,94	9,60	0,17	14,70	13,70	1,29	0,46	0,10	н/о	2,06	99,65	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
7	Pcr	46,50	0,44	7,36	8,77	0,16	18,80	13,80	0,31	0,08	0,06	н/о	2,60	98,89	179,00	1280,00	78,40	357,00	н/о	н/о
8	Pcr-bas	49,70	0,36	7,80	8,36	0,17	13,90	15,40	1,96	0,11	0,08	н/о	1,83	99,66	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
9	Dun	39,30	0,03	0,35	8,52	0,16	42,12	1,61	0,05	<0,02	<0,02	0,83	5,69	98,68	33,68	2662,00	82,87	627,40	78,92	61,80
10	Dun	40,28	0,05	0,34	8,71	0,17	44,65	1,54	0,03	<0,02	<0,02	0,68	2,24	98,70	17,77	4453,00	139,10	1392,00	14,10	83,10
11	Dun	38,75	0,06	0,29	9,91	0,19	44,05	0,66	0,04	<0,02	<0,02	0,10	4,71	98,77	37,17	2526,00	144,40	1154,00	15,93	78,60
12	Dun	39,10	0,02	0,23	10,50	0,21	45,67	0,22	0,04	<0,02	<0,02	0,38	2,34	98,70	13,00	6003,00	150,60	1118,00	11,08	89,40
13	Dun	39,38	0,01	0,20	10,12	0,19	46,16	0,23	0,02	<0,02	<0,02	0,82	1,64	98,79	10,10	4988,00	146,20	1275,00	19,87	86,30
14	Dun	39,64	0,01	0,20	10,11	0,19	46,17	0,30	0,03	<0,02	<0,02	0,43	1,55	98,64	10,39	4574,00	146,40	1198,00	10,89	80,80
15	Dun	39,05	0,03	0,45	9,39	0,18	45,58	0,39	0,06	<0,02	<0,02	0,76	2,75	98,65	28,65	3923,00	166,20	1514,75	6,99	77,90
16	Dun	39,51	0,02	0,24	9,86	0,19	46,00	0,26	0,01	<0,02	<0,02	0,50	1,85	98,45	15,57	7334,00	179,80	1509,00	10,51	81,70
17	Dun	39,72	0,01	0,15	10,02	0,20	46,61	0,69	0,04	<0,02	<0,02	0,39	1,15	98,99	10,10	2929,00	141,30	1230,00	10,10	78,30
18	Dun	39,57	0,02	0,30	9,23	0,19	45,87	0,23	0,04	<0,02	<0,02	0,86	2,27	98,59	14,68	3805,00	147,20	1539,00	34,68	99,10
19	Dun	39,17	0,03	0,38	9,14	0,18	45,40	0,36	0,11	<0,02	<0,02	0,51	3,26	98,55	18,07	4684,00	141,30	1346,00	16,32	74,60
20	Dun	39,38	0,01	0,15	9,87	0,20	46,29	0,22	0,02	<0,02	<0,02	0,62	2,02	98,79	8,59	3300,00	148,80	1196,00	17,86	155,00
21	Dun	39,37	0,01	0,23	9,68	0,20	46,23	0,17	0,03	<0,02	<0,02	0,57	1,99	98,50	11,96	4418,00	140,00	1283,00	37,19	81,30
22	Dun	38,12	0,02	0,30	9,06	0,18	44,85	0,34	0,02	<0,02	<0,02	0,54	5,31	98,75	10,90	5234,00	151,60	1352,00	25,57	91,90
23	Dun	39,34	0,01	0,09	9,30	0,19	46,16	0,17	0,04	<0,02	<0,02	0,44	3,00	98,75	8,22	3041,00	143,40	1367,00	11,82	85,70
24	Dun	39,05	0,01	0,20	9,46	0,18	46,80	0,27	0,05	<0,02	<0,02	0,76	2,03	98,82	10,03	3885,00	138,30	1212,00	11,87	80,80
25	Dun	39,00	0,01	0,16	9,61	0,19	47,67	0,22	0,01	<0,02	<0,02	0,25	1,79	98,92	9,46	3838,00	133,80	1181,00	10,25	77,00
26	Dun	39,07	0,01	0,12	9,43	0,18	47,87	0,24	0,02	<0,02	<0,02	0,38	1,72	99,05	5,61	1981,00	138,50	1303,00	7,46	82,50
27	Whr	43,90	0,30	2,13	10,69	0,17	22,14	14,06	0,17	<0,02	<0,02	0,40	3,49	97,45	116,60	2021,00	116,20	522,80	19,26	84,90
28	Whr	40,93	0,26	2,35	12,25	0,22	28,30	7,91	0,14	0,21	0,05	0,93	4,71	98,26	133,30	12660,00	86,94	388,30	13,25	144,50
29	Whr	43,85	0,06	0,82	7,57	0,15	28,98	9,86	0,08	<0,02	<0,02	0,94	6,39	98,71	17,82	2173,00	122,50	1022,00	14,56	79,40
30	Cpx	49,20	0,24	2,41	8,06	0,17	19,76	16,93	0,25	0,03	<0,02	0,34	1,34	98,75	100,40	1053,00	72,87	246,70	15,81	48,00
31	Cpx	49,92	0,25	2,17	7,23	0,14	18,82	17,81	0,19	<0,02	<0,02	0,39	1,79	98,71	132,80	1587,00	68,23	251,60	17,52	50,60

Продолжение таблицы 1

32	Срх	48,87	0,25	1,96	7,32	0,15	20,08	17,83	0,19	<0,02	<0,02	0,19	1,91	98,76	116,60	1839,00	61,21	288,40	34,52	47,60
33	Срх	49,52	0,17	1,35	5,81	0,12	21,61	17,78	0,16	<0,02	<0,02	0,32	2,21	99,06	73,39	2514,00	57,37	306,30	14,51	46,10
34	Dun	33,30	0,23	1,91	19,92	0,34	30,80	0,55	0,05	0,08	0,03	н/о	10,20	97,41	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
35	Whr	44,90	0,28	4,58	11,06	0,21	21,90	12,30	0,20	0,24	0,00	н/о	3,88	99,55	140,00	1140,00	85,80	554,00	н/о	н/о
36	Срх	47,30	0,33	3,31	9,55	0,20	20,20	16,20	0,18	0,12	0,00	н/о	2,34	99,73	179,00	884,00	70,70	307,00	н/о	н/о
37	Срх	49,50	0,38	4,26	7,91	0,17	16,20	19,30	0,39	0,26	0,03	н/о	1,39	99,78	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
38	Срх	49,70	0,37	4,70	8,00	0,17	16,00	18,60	0,44	0,48	0,03	н/о	1,38	99,86	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
39	Срх	50,90	0,54	10,90	9,74	0,20	12,20	12,00	1,20	0,76	0,16	н/о	1,27	99,87	264,00	415,00	53,50	123,00	н/о	н/о
40	Срх	52,50	0,39	5,41	7,69	0,18	14,30	16,40	0,83	0,66	0,03	н/о	1,34	99,72	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
41	Ol-gbr	41,30	0,83	15,60	13,71	0,19	8,84	16,30	0,95	0,14	0,00	н/о	1,23	99,09	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
42	Gbr	44,00	0,24	15,40	7,63	0,14	12,20	15,80	0,66	1,12	0,00	н/о	2,50	99,69	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
43	Amf-gbr	48,60	0,92	17,40	10,25	0,21	6,00	11,00	2,16	0,96	0,23	н/о	1,54	99,27	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
44	Amf-gbr	49,60	0,65	18,90	8,08	0,16	4,45	10,00	3,81	1,84	0,29	н/о	1,72	99,50	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
45	Mz-gbr	51,80	0,70	17,00	8,51	0,17	5,66	9,08	2,94	2,16	0,33	н/о	1,26	99,61	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

Примечание. Pl-bas – плагиобазальт, Bas – базальт, Pcg – пикрит, Prc-bas – пикробазальт, Tr-and-bas – трахиандезибазальт, Dun – дунит, Whr – верлит, Срх – клинопироксенит, Ol-gbr – оливиновое габбро, Gbr – габбро, Amf-gbr – амфиболовое габбро, Mz-gbr – монцогаббро. 1-8 вулканические породы ачайваямской свиты, 9-33 – породы Матыскенского массива, 34 – 45 – породы массивов Таманваямской группы; н/о – элемент не определялся. Названия пород даны по (Петрографический кодекс..., 2008)

Состав пород Матыскенского, Мачевнинского и Попутного массивов и вулканитов ачайваямской свиты, г/т

№	Порода	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th
1	Pl-bas	4,79	797,00	10,10	31,70	0,92	112,00	3,650	9,490	1,510	7,190	2,010	0,750	2,050	0,300	1,840	0,390	1,100	0,140	0,960	0,140	1,050	0,240
2	Bas	32,10	449,00	12,50	18,80	0,65	286,00	2,460	5,970	0,940	5,140	1,790	0,630	1,880	0,350	2,270	0,430	1,150	0,210	1,150	0,190	0,670	0,230
3	Bas	13,70	350,00	17,60	46,20	1,32	586,00	5,420	12,600	1,890	8,920	2,670	0,980	3,010	0,510	3,140	0,660	1,870	0,290	1,810	0,250	1,430	1,140
4	Trandbas	23,50	479,00	11,70	25,10	1,37	571,00	4,790	10,800	1,510	7,140	1,720	0,580	2,040	0,330	2,160	0,430	1,180	0,180	1,200	0,210	0,980	0,380
5	And	25,00	571,00	15,80	38,80	н/о	561,00	5,100	12,500	1,910	9,230	2,400	0,890	2,250	0,450	2,710	0,520	1,630	0,250	1,890	0,220	1,270	0,460
6	Pcr-bas	4,00	189,00	8,12	20,90	н/о	88,70	2,600	6,760	1,140	5,360	1,540	0,540	1,280	0,260	1,480	0,350	0,750	0,110	0,640	0,120	0,680	0,170
7	Pcr	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	2,990	7,140	1,090	4,910	1,930	0,470	1,520	0,290	1,510	0,260	0,750	0,130	0,870	0,094	н/о	н/о
8	Pcr-bas	1,00	157,00	8,31	10,70	0,25	24,90	1,120	2,630	0,420	2,240	0,930	0,350	1,270	0,220	1,450	0,320	0,920	0,130	0,880	0,150	0,450	0,050
9	Dun	0,30	35,70	1,19	3,33	0,24	11,30	0,790	1,284	0,236	0,947	0,364	0,108	0,277	0,066	0,204	0,058	0,123	0,013	0,094	0,016	0,180	0,046
10	Dun	0,24	10,03	0,32	0,97	0,10	4,52	0,432	0,257	0,033	0,166	0,105	0,019	0,051	0,015	0,067	0,007	0,038	0,006	0,019	0,004	0,030	0,015
11	Dun	0,71	4,18	0,35	0,66	0,05	2,47	0,626	0,251	0,046	0,214	0,042	0,022	0,096	0,012	0,039	0,022	0,054	0,012	0,034	0,008	0,006	0,016
12	Dun	0,19	2,60	0,12	0,40	0,09	1,81	0,514	0,139	0,011	0,022	0,042	0,009	0,000	0,004	0,007	0,000	0,006	0,000	0,016	0,004	0,005	0,029
13	Dun	0,43	1,90	0,07	0,50	0,08	2,36	0,479	0,121	0,007	0,060	0,014	0,004	0,011	0,000	0,000	0,004	0,012	0,002	0,009	0,000	0,017	0,040
14	Dun	0,20	2,52	0,07	0,52	0,04	1,85	0,517	0,110	0,013	0,023	0,008	0,000	0,011	0,000	0,014	0,004	0,000	0,000	0,009	0,002	0,006	0,031
15	Dun	0,23	8,93	0,62	1,27	0,24	1,85	0,490	0,373	0,057	0,360	0,147	0,030	0,166	0,023	0,090	0,024	0,063	0,009	0,040	0,011	0,046	0,031
16	Dun	0,29	2,59	0,08	0,83	0,18	1,44	0,420	0,090	0,012	0,041	0,012	0,015	0,000	0,005	0,018	0,007	0,000	0,002	0,010	0,002	0,008	0,024
17	Dun	0,13	3,40	0,12	0,36	0,07	2,11	0,427	0,120	0,009	0,048	0,009	0,014	0,013	0,002	0,024	0,004	0,032	0,004	0,037	0,008	0,038	0,046
18	Dun	0,12	7,47	0,21	0,84	0,17	4,90	0,364	0,249	0,033	0,091	0,039	0,008	0,012	0,006	0,023	0,008	0,017	0,006	0,050	0,002	0,016	0,031
19	Dun	0,32	8,41	0,24	0,91	0,15	3,24	0,515	0,179	0,032	0,198	0,058	0,023	0,062	0,004	0,057	0,015	0,037	0,004	0,018	0,008	0,017	0,022
20	Dun	0,13	2,29	0,10	0,39	0,08	1,54	0,467	0,202	0,020	0,070	0,014	0,004	0,071	0,008	0,015	0,004	0,011	0,000	0,052	0,002	0,005	0,021
21	Dun	0,21	6,79	0,16	0,53	0,10	1,84	0,366	0,160	0,013	0,058	0,013	0,004	0,058	0,006	0,047	0,006	0,017	0,002	0,017	0,002	0,011	0,031
22	Dun	0,28	3,68	0,08	0,55	0,11	3,77	0,371	0,206	0,013	0,034	0,014	0,009	0,011	0,002	0,014	0,006	0,017	0,000	0,008	0,000	0,012	0,020
23	Dun	0,23	5,39	0,11	1,83	0,14	4,12	0,388	0,173	0,018	0,025	0,019	0,026	0,060	0,014	0,008	0,014	0,006	0,006	0,035	0,006	0,040	0,045
24	Dun	0,15	2,53	0,10	0,32	0,07	2,85	0,496	0,130	0,018	0,045	0,009	0,013	0,037	0,002	0,024	0,004	0,005	0,004	0,009	0,007	0,015	0,059
25	Dun	0,10	1,16	0,04	0,21	0,06	1,29	0,391	0,074	0,004	0,024	0,008	0,004	0,012	0,002	0,008	0,004	0,018	0,000	0,009	0,000	0,007	0,029
26	Dun	0,11	1,46	0,12	0,41	0,20	2,67	0,464	0,114	0,006	0,070	0,019	0,004	0,073	0,002	0,008	0,004	0,000	0,006	0,017	0,008	0,020	0,065
27	Whr	6,67	66,82	3,27	5,37	0,20	78,98	1,500	3,565	0,719	4,679	1,385	0,528	1,398	0,179	0,830	0,111	0,353	0,025	0,217	0,035	0,293	0,049
28	Whr	0,21	51,90	3,03	4,17	0,19	1,69	0,845	1,822	0,363	2,451	1,006	0,271	0,632	0,145	0,550	0,118	0,293	0,054	0,159	0,030	0,236	0,062
29	Whr	0,14	9,86	0,43	0,97	0,15	3,69	0,411	0,346	0,044	0,341	0,059	0,046	0,233	0,022	0,106	0,015	0,050	0,004	0,027	0,006	0,015	0,102
30	Cpx	0,45	84,56	4,29	8,28	0,11	22,74	1,509	3,244	0,573	3,027	0,947	0,273	1,367	0,179	0,719	0,171	0,450	0,055	0,304	0,048	0,260	0,074

Продолжение таблицы 1

31	Срх	0,70	75,23	5,23	10,38	0,68	13,48	1,353	3,216	0,568	3,265	0,833	0,324	0,903	0,136	0,766	0,170	0,432	0,048	0,418	0,052	0,505	0,179
32	Срх	0,13	66,22	4,65	6,42	0,22	4,16	1,086	3,099	0,686	3,770	1,132	0,393	1,496	0,183	0,919	0,172	0,462	0,057	0,363	0,058	0,386	0,046
33	Срх	0,19	67,70	2,86	2,87	0,29	3,56	0,692	1,776	0,409	2,000	0,577	0,283	0,681	0,103	0,538	0,107	0,310	0,024	0,280	0,038	0,158	0,052
34	Dun	0,60	0,29	0,60	1,00	24,50	3,08	0,250	0,050	7,870	0,250	0,660	0,120	0,530	0,170	0,084	0,220	0,041	0,290	0,052	0,170	0,022	0,027
35	Whr	5,14	71,90	6,95	6,47	н/о	н/о	0,930	2,580	0,510	2,320	1,180	0,380	1,250	0,210	1,640	0,330	0,780	0,120	0,860	0,130	н/о	н/о
36	Срх	1,00	50,20	8,38	6,42	н/о	н/о	0,560	2,070	0,440	2,410	1,300	0,390	1,450	0,330	1,580	0,300	0,860	0,150	0,750	0,096	н/о	н/о
37	Срх	2,86	88,20	7,88	7,48	н/о	48,00	0,980	2,770	0,570	2,910	1,120	0,470	1,160	0,280	1,400	0,410	0,950	0,100	0,920	0,110	0,420	0,050
38	Срх	6,19	102,00	8,11	17,40	н/о	127,00	1,070	3,230	0,600	3,020	1,200	0,490	1,190	0,290	1,540	0,370	0,800	0,130	0,730	0,110	0,550	0,050
39	Срх	6,99	367,00	11,00	18,00	н/о	н/о	3,440	8,370	1,230	5,400	2,390	0,590	2,050	0,410	2,060	0,390	1,160	0,220	1,280	0,170	н/о	н/о
40	Срх	4,64	108,00	10,00	22,20	н/о	104,00	1,850	5,140	0,920	4,130	1,410	0,390	1,320	0,300	1,790	0,380	0,950	0,160	1,060	0,140	0,840	0,120
41	Ol-gbr	1,00	814,00	8,56	15,20	0,25	72,50	0,840	2,460	0,490	3,030	1,070	0,460	1,580	0,260	1,700	0,330	0,870	0,120	0,820	0,100	0,500	0,050
42	Gbr	11,50	787,00	4,83	4,54	0,25	42,40	0,510	1,400	0,250	1,530	0,610	0,290	0,870	0,140	0,920	0,200	0,500	0,075	0,480	0,069	0,270	0,050
43	Amf-gbr	8,78	609,00	16,30	25,80	1,21	148,00	3,760	9,610	1,510	7,850	2,470	0,910	2,780	0,480	3,050	0,610	1,740	0,270	1,770	0,260	0,820	0,250
44	Amf-gbr	20,80	898,00	16,00	27,30	1,12	432,00	5,150	12,000	1,790	8,630	2,520	0,930	2,790	0,460	2,860	0,560	1,610	0,260	1,610	0,250	1,020	0,370
45	Mz-gbr	22,90	794,00	16,50	46,80	1,64	650,00	7,530	17,200	2,580	11,700	3,050	0,980	3,130	0,500	2,910	0,610	1,680	0,250	1,800	0,270	1,740	0,600

Примечание. Pl-bas – плагиобазальт, Bas – базальт, Pcg – пикрит, Pcg-bas – пикробазальт, Tr-and-bas – трахиандезибазальт, Dun – дунит, Whr – верлит, Срх – клинопироксенит, Ol-gbr – оливиновое габбро, Gbr – габбро, Amf-gbr – амфиболовое габбро, Mz-gbr – монцогаббро. 1-8 вулканические породы ачайваямской свиты, 9-33 – породы Матыскенского массива, 34 – 45 – породы массивов Таманваямской группы; н/о – элемент не определялся. Названия пород даны по (Петрографический кодекс..., 2008)

Пространственные вариации состава пород дунитового ядра Матыскенского массива

Многими исследователями описана зональность в дунитовом ядре, выраженная в смене высокомагнезиальных разностей железистыми по мере продвижения от центра массива к его краевой части (Власов, 2003). Для Матыскенского массива был построен профиль от центральной части к северо-восточному флангу. В этот профиль вошли 12 точек сколкового опробования дунита и 4 точки опробования пород оболочки массива (рис. 2.18). Пробы отбирались на одном гипсометрическом уровне, за исключением проб X187, X196, X192 и X275, которые специально были отобраны на различной высоте, с тем, чтобы учесть возможные вариации состава в вертикальном направлении. Из рис. 2.18 видно, что в пределах ядра массива наблюдается однородность состава дунита по Mg и Fe. Некоторые вариации становятся заметны при построении диаграммы для Cr, однако, для этого элемента характерны значительные флуктуации. Они объясняются тем, что Cr концентрируется в хромшпинелидовых скоплениях, распределение которых, по результатам полевых наблюдений, крайне неравномерно. Общий тренд уменьшения содержания Cr по направлению к краевой части массива также согласуется с этими наблюдениями.

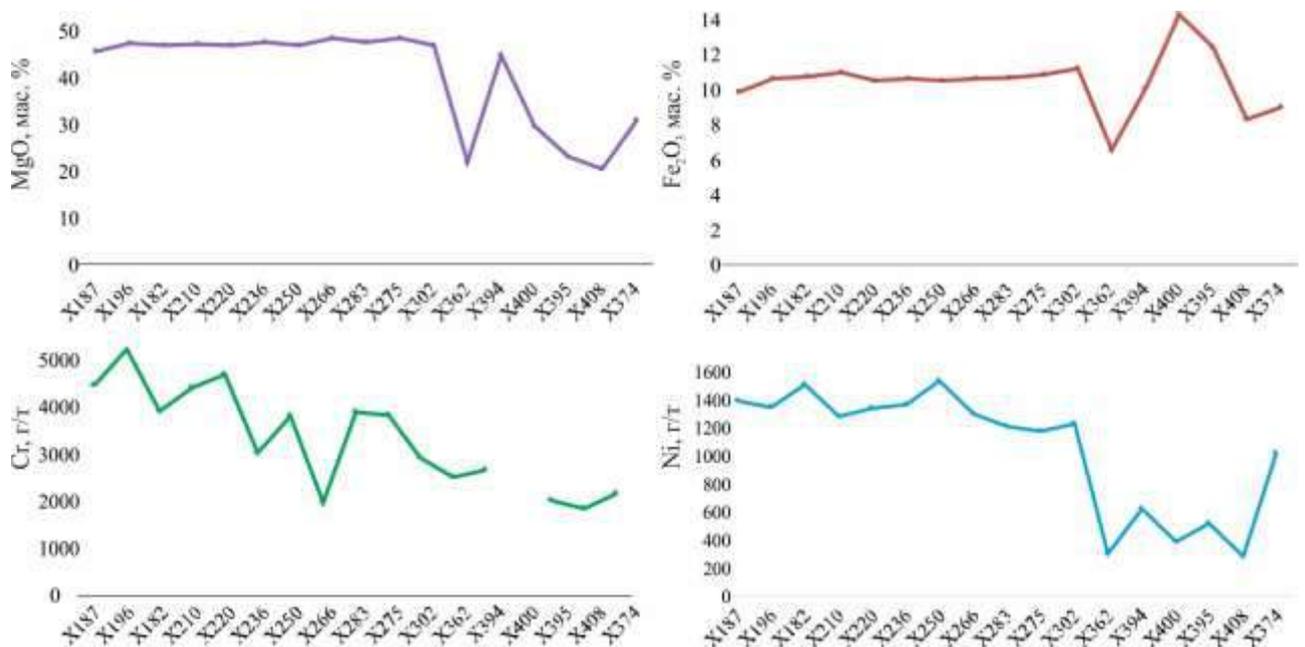


Рис. 2.18. Распределение компонентов в пределах дунитового ядра (пробы X287-X302, X394) и верлит-клинопироксенитовой оболочки (пробы X362, X400-X374). Пробы ранжированы по расстоянию от точки отбора до контакта дунитового ядра с породами оболочки (слева направо). Содержания MgO и Fe₂O₃ нормированы на 100% после вычитания потерь при прокаливании с целью учёта различной степени серпентинизации пород

2.6 Оливин дунитового ядра Матыскенского массива

В настоящем разделе рассматриваются особенности оливина дунитовых ядер на примере Матыскенского массива, который был наиболее детально изучен на полевой стадии работы. Для сопоставления также привлекаются данные об оливине верлитов и клинопироксенитов Матыскенского массива.

Вариации состава оливина дунитового ядра

Рассмотренные ранее структурные особенности дунитов дают основание для выделения нескольких генераций оливина, одни из которых связаны с процессом кристаллизации из расплава, а другие появились в результате перекристаллизации и субсолидусных реакций. Поэтому, большой интерес представляет поиск признаков, которые, наряду с морфологическими отличиями, могли бы помочь выявить эти генерации, понять последовательность и возможные причины их образования. В этом смысле, состав оливина оказался малоинформативным, так как он является однородным в пределах каждого изученного образца и соответствует разности $Fo_{0,89-0,91}$, а отдельные зёрна оливина не проявляют зональность по главным компонентам. Связь между положением исследуемой породы в пределах ядра массива также не установлена – как в его центре, так и около контакта с верлит-клинопироксенитовой оболочкой можно наблюдать оливины состава $Fo_{0,89-0,91}$ (рис. 2.19). Значительные отличия наблюдаются только в случае оливина, который сростается с хромшпинелидом и платиной – магнезиальность такого оливина может достигать значений $Fo_{0,94-0,96}$. Кроме того, около полиминеральных включений в оливине наблюдаются «дворики» развития высокомагнезиального оливина. Этот случай будет рассмотрен в разделе, посвящённом включениям в оливине.

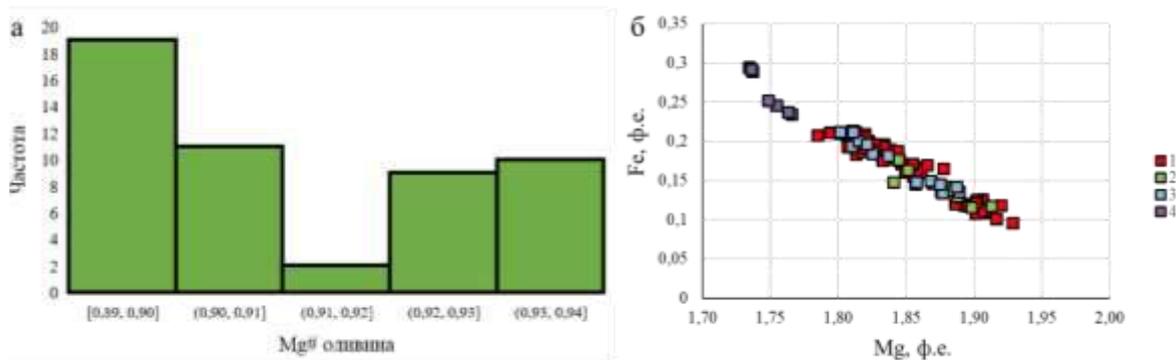


Рис. 2.19. а – распределение оливина дунитов Матыскенского массива по магнезиальности, в правую моду попали, в основном, оливины, находящиеся в тесном срастании с хромшпинелидом, б – пространственные вариации состава оливина Матыскенского массива: 1 – центральная, 2 – промежуточная, 3 – краевая части дунитового ядра, 4 – породы верлит-клинопироксенитовой оболочки

Состав оливина Матыскенского массива

№	Mg	Si	Ca	Mn	Fe	Ni	Сумма	Mg	Si	Ca	Mn	Fe	Ni
Массовые %								Формульные коэффициенты					
Центральная часть дунитового ядра													
1	48,80	39,99	0,21	0,23	8,78	н/о	98,01	1,81	1,00	0,01	н/о	0,18	н/о
2	48,74	40,26	н/о	0,34	10,21	н/о	99,55	1,79	0,99	н/о	0,01	0,21	н/о
3	50,12	40,42	н/о	н/о	10,04	0,34	100,92	1,82	0,98	н/о	н/о	0,20	0,01
4	49,16	40,13	н/о	н/о	9,83	н/о	99,12	1,81	0,99	н/о	н/о	0,20	н/о
5	49,39	40,20	н/о	0,26	10,16	н/о	100,01	1,81	0,99	н/о	0,01	0,21	н/о
Промежуточная часть дунитового ядра													
6	52,48	40,73	н/о	н/о	5,70	0,48	99,39	1,90	0,99	н/о	н/о	0,12	0,01
7	50,99	40,77	н/о	н/о	8,00	н/о	99,76	1,85	0,99	н/о	н/о	0,16	н/о
8	50,32	39,90	0,27	0,24	8,55	0,30	99,58	1,84	0,98	0,01	н/о	0,18	0,01
9	49,55	39,87	н/о	н/о	8,97	0,27	98,66	1,83	0,99	н/о	н/о	0,19	0,01
10	50,63	40,40	н/о	0,18	7,04	0,33	98,58	1,86	0,99	н/о	н/о	0,14	0,01
11	50,95	40,24	н/о	0,19	7,08	н/о	98,46	1,87	0,99	н/о	н/о	0,15	н/о
Краевая часть дунитового ядра													
12	48,79	39,89	0,12	0,25	10,13	0,26	99,44	1,80	0,99	н/о	0,01	0,21	0,01
13	48,46	39,69	н/о	н/о	10,15	0,37	98,67	1,80	0,99	н/о	н/о	0,21	0,01
14	51,10	39,57	н/о	0,18	6,84	0,35	98,04	1,89	0,98	н/о	н/о	0,14	0,01
15	48,84	39,48	н/о	0,22	10,17	0,40	99,11	1,81	0,98	н/о	н/о	0,21	0,01
Породы верлит-клинопироксенитовой оболочки													
16	46,26	38,99	н/о	0,45	13,72	н/о	99,42	1,74	0,98	н/о	0,01	0,29	н/о
17	45,52	38,42	н/о	н/о	13,76	0,32	98,02	1,73	0,98	н/о	н/о	0,29	0,01
18	44,89	39,01	0,05	0,34	15,44	0,12	99,85	1,69	0,99	н/о	0,01	0,33	н/о
19	44,33	38,68	0,04	0,35	15,42	0,15	98,97	1,69	0,99	н/о	0,01	0,33	н/о
20	43,80	38,47	0,03	0,38	15,46	0,14	98,28	1,68	0,99	н/о	0,01	0,33	н/о

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 4 атома кислорода. «н/о» – элемент не выявлен в ходе анализа

Включения в оливине дунитового ядра

Для выделения различных типов оливина, а также для выявления в них скрытого зонального строения информативным оказалось распределение твердофазных включений, представленных ориентированными графическими сростаниями хромистого магнетита, диопсида и пластинками глинозёмистой хромшпинели (рис. 2.20). Содержание включений может быть настолько велико, что при макроскопическом изучении образца можно наблюдать иризацию. Эта особенность ранее была отмечена для дунитов Уктусского массива на Среднем Урале (Пушкарёв, 2000). Подобные включения были описаны во многих типах полнокристаллических ультрамафических пород: в концентрически-зональных массивах (Агафонов и др., 1974; Ярош, 1980; Мочалов, Бортников, 2008; Сидоров и др., 2012), в гипербазитах офиолитовой ассоциации (Yufeng et al., 2010), расслоенных интрузиях, в мантийных ксенолитах кимберлитов (Khisina et al., 2008), в метеоритах (Greshake et al., 1998, 1999, 2000; Mikouchi et al., 2000) и даже в оливине из образцов лунного реголита (Khisina et al., 2001, 2009; 2013, 2015). По мнению ряда исследователей (Khisina et al., 2011), их образование связано с окислением изоморфно входящих в структуру оливина Cr^{2+} и Fe^{2+} до трёхвалентной формы. Интересно, что включения схожей морфологии, но представленные гематитом, были обнаружены в базальтах Большого трещинного Толбачикского извержения 1976 года, которые за прошедшие с того момента 40 лет окислились при взаимодействии с фумарольными газами; магнезиальность оливина, при этом, значительно повысилась (Плечов и др., 2018).

В случае с дунитами массивов Матыскен и Эпильчик, ориентированные включения пользуются широким, но не равномерным распространением. Чаще всего представлены магнетитом, содержащим до 5 мас. % Cr, и диопсидом, состав которого близок к стехиометрическому. Длина ламелей этих минералов может достигать 100 мкм при ширине до 5 мкм (рис. 2.20), что позволило провести количественное определение их состава. Обычными является их сростание с очень тонкими пластинками, имеющими в проходящем свете густую коричневую окраску (рис. 2.20б). Количественный анализ состава этих включений затрудняется их малым размером, однако, в их составе удалось установить Cr, Fe и Al, что, наряду с окраской, позволяет диагностировать их как глинозёмистый хромшпинелид. Наряду с магнетитом и диопсидом, ориентированные включения также образует амфибол, близкий паргаситу (рис. 2.20д.) и натровый флогопит (рис. 2.20е). Последний также был определён приблизительно.

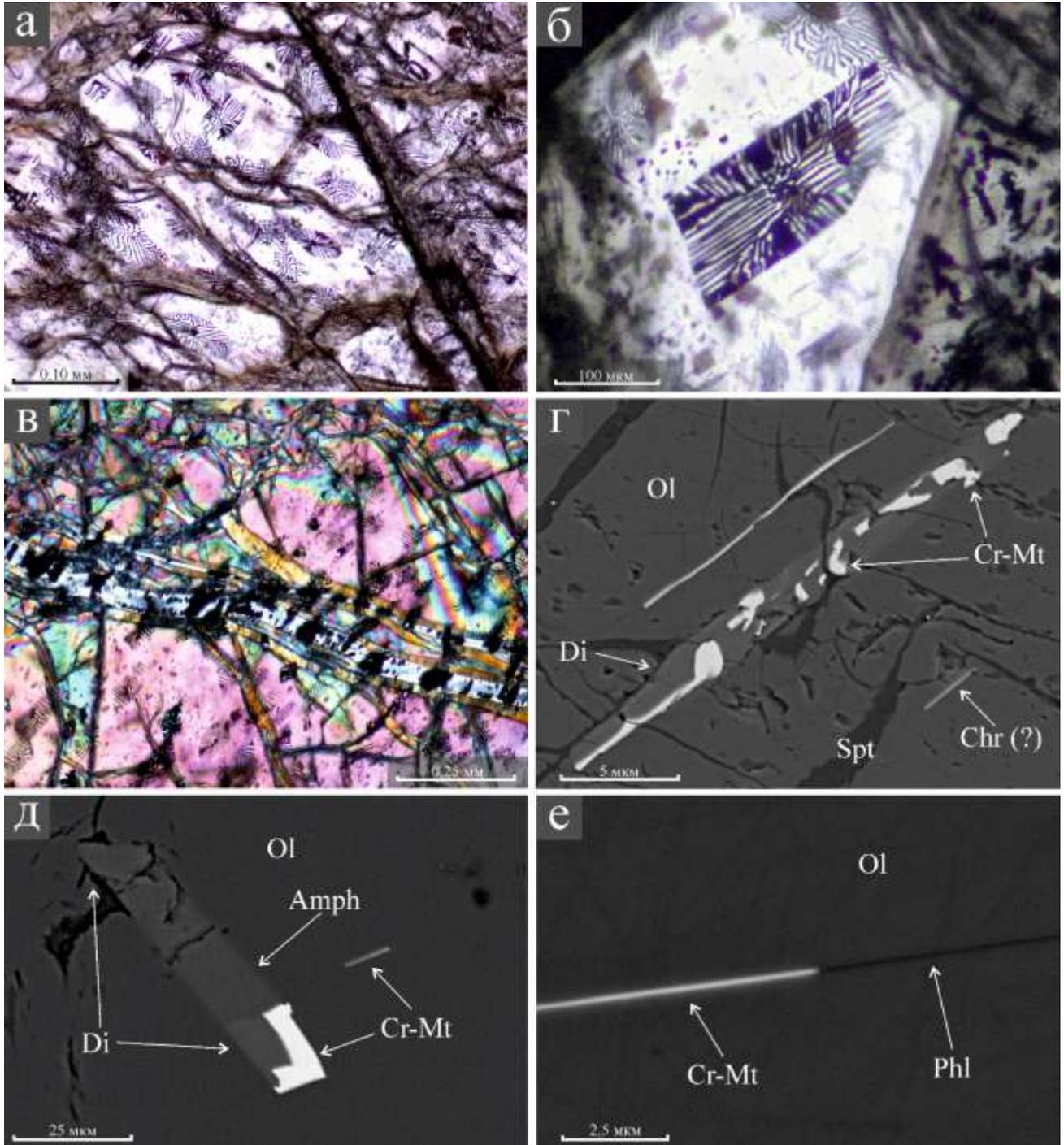


Рис. 2.20. Ориентированные включения магнетита и диопсида в оливине: а – множество мелких включений хроммагнетита и диопсида (не виден на оптических снимках), б – крупное включение хроммагнетит-диопсидового состава, видны также коричневые пластинки глинозёмистого хромшпинелида, в – пересечение насыщенного включениями оливина прожилком серпентина, магнетит, связанный с серпентинизацией нарастает на хроммагнетит включений, г – хроммагнетит-диопсидовое включение, видна параллельная ему пластинка глинозёмистого хромшпинелида, д – включение, сложенное диопсидом, хромшпинелидом и амфиболом (по составу близок к паргаситу), е – резкий переход тонкой пластинки хроммагнетита в натровый флогопит. Изображения «а, б» – проходящий неполяризованный свет, изображение «в» – проходящий поляризованный свет, изображения «г-е» – обратно-рассеянные электроны

В подавляющем большинстве случаев включения приурочены к центральным частям зёрен оливина, а область их распространения имеет прямые границы, что позволяет предположить их приуроченность к наиболее ранним, центральным зонам роста оливина (рис. 2.21). Данная особенность не является уникальной чертой рассматриваемых массивов: приуроченность магнетит-диопсидовых включений к центральным частям зёрен оливина отмечалась в интрузии Лиллуис (Восточная Гренландия), при этом, сам оливин также лишён выраженной зональности по главным компонентам (Ashworth, Chambers, 2000).

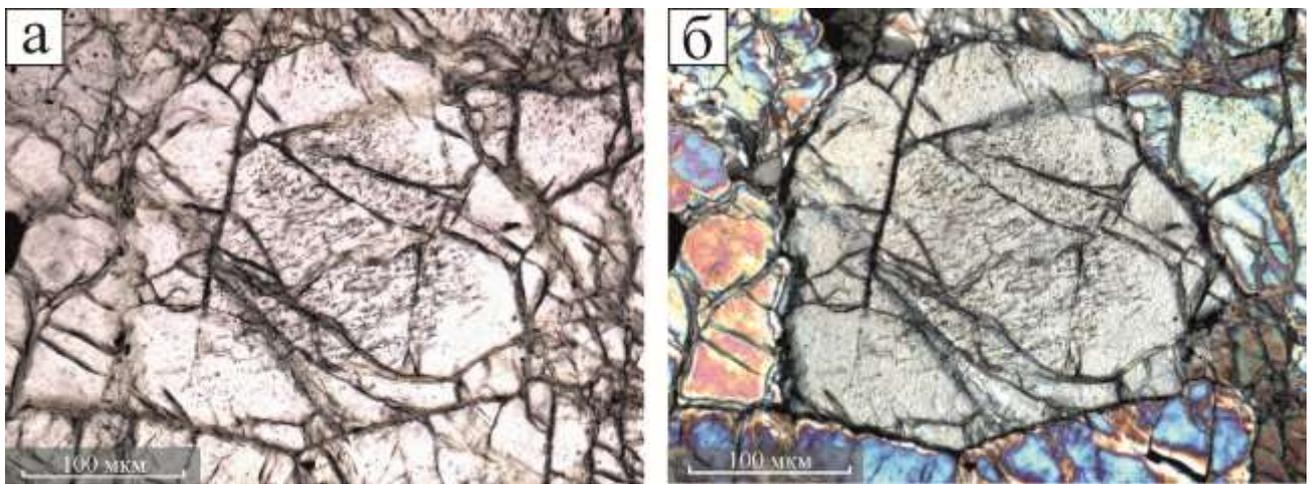


Рис. 2.21. Пример зонального распределения включений в кристалле оливина из дунита Матыскенского массива; а – неполяризованный, б – поляризованный проходящий свет

Несколько реже в оливине встречаются полиминеральные включения. Преобладающими в них минералами являются хроммагнетит, содержание Cr в котором находится на уровне 2-4 мас. %, диопсид, близкий к конечному магниезиальному члену изоморфного ряда диопсид-геденбергит и флогопит (рис. 2.22). Очевидно, что данная минеральная ассоциация практически идентична ассоциации ориентированных включений. Несколько реже в её составе можно наблюдать апатит, сульфиды никеля, по составу отвечающие пентландиту (рис. 2.22а) и хезлевудиту (рис. 2.22б), а также – хлорит (рис. 2.22б, в). Интересной особенностью этих включений является развитие вокруг них дворигов высокомагнезиального оливина – значение магниезиальности в этом случае может повышаться с $Fo_{0,91}$ до $Fo_{0,96}$ (рис. 2.22а, в).

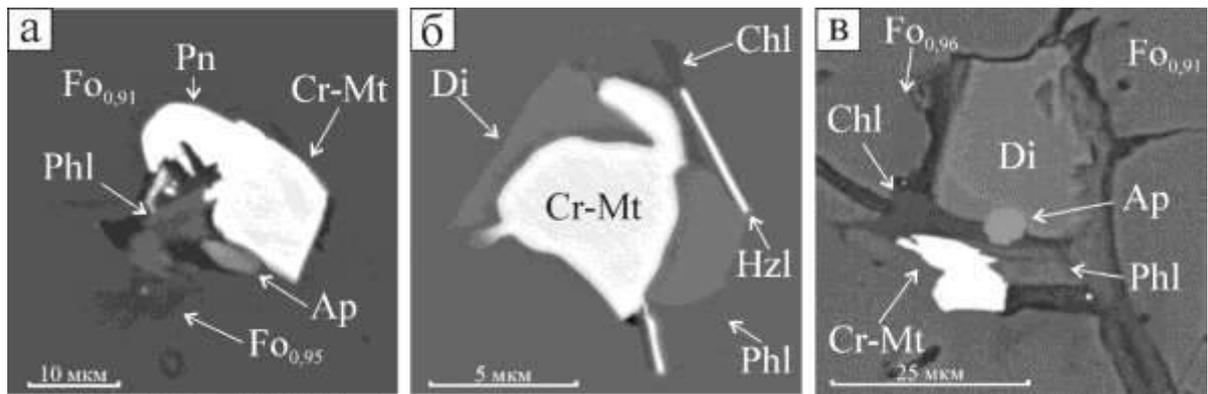


Рис. 2.22. Включения в оливине: а – включение пентландита (Pn), хроммагнетита (Cr-Mt), флогопита (Phl) и апатита (Ap), вокруг включения видны участки замещения оливина $Fe_{0,91}$ оливином $Fe_{0,95}$, б – включение диопсида (Di), хроммагнетита, пентландита, хезелевудита (Hsl), флогопита и хлорита (Chl), в – пересечённое серпентиновым прожилком включение в оливине диопсида, апатита, хроммагнетита и хлорита, так же, как и в случае «а» видны участки новообразованного высокомагнезиального оливина. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

2.7 Хромшпинелиды

Хромшпинелид является вторым после оливина по распространённости минералом в дунитовых «ядрах» концентрически-зональных массивов. Скопления этого минерала являются главным концентратором элементов платиновой группы и, кроме того, хромшпинелиды образуют включения в россыпной платине. Это обстоятельство побудило многих исследователей искать типоморфические и типохимические особенности хромшпинелида, которые могли бы послужить поисковым признаком при работах по выявлению обогащённых платиной участков в пределах массивов (Лазаренков и др., 1992).

На первый взгляд, наиболее очевидным представляется разделение хромшпинелидов на акцессорные и «рудные». Первые образуют рассеянную вкрапленность в породе, вторые – формируют платиноносные скопления. Однако, при более тщательном изучении особенностей морфологии и состава хромшпинелида, эти различия оказываются не столь очевидными.

Акцессорный хромшпинелид встречается во всех образцах дунита. Его содержание в породе варьирует от следов до 3 объёмных %. Распределение этого минерала имеет, на первый взгляд, хаотичный характер – хромшпинелид встречается как внутри зёрен оливина, так и на их контакте (рис. 2.23а-г). В некоторых случаях заметно, что хромшпинелид тяготеет к контактам между зёрнами оливина, либо к его краевым зонам (рис. 2.23д, е), однако, это наблюдение не имеет строгий характер.

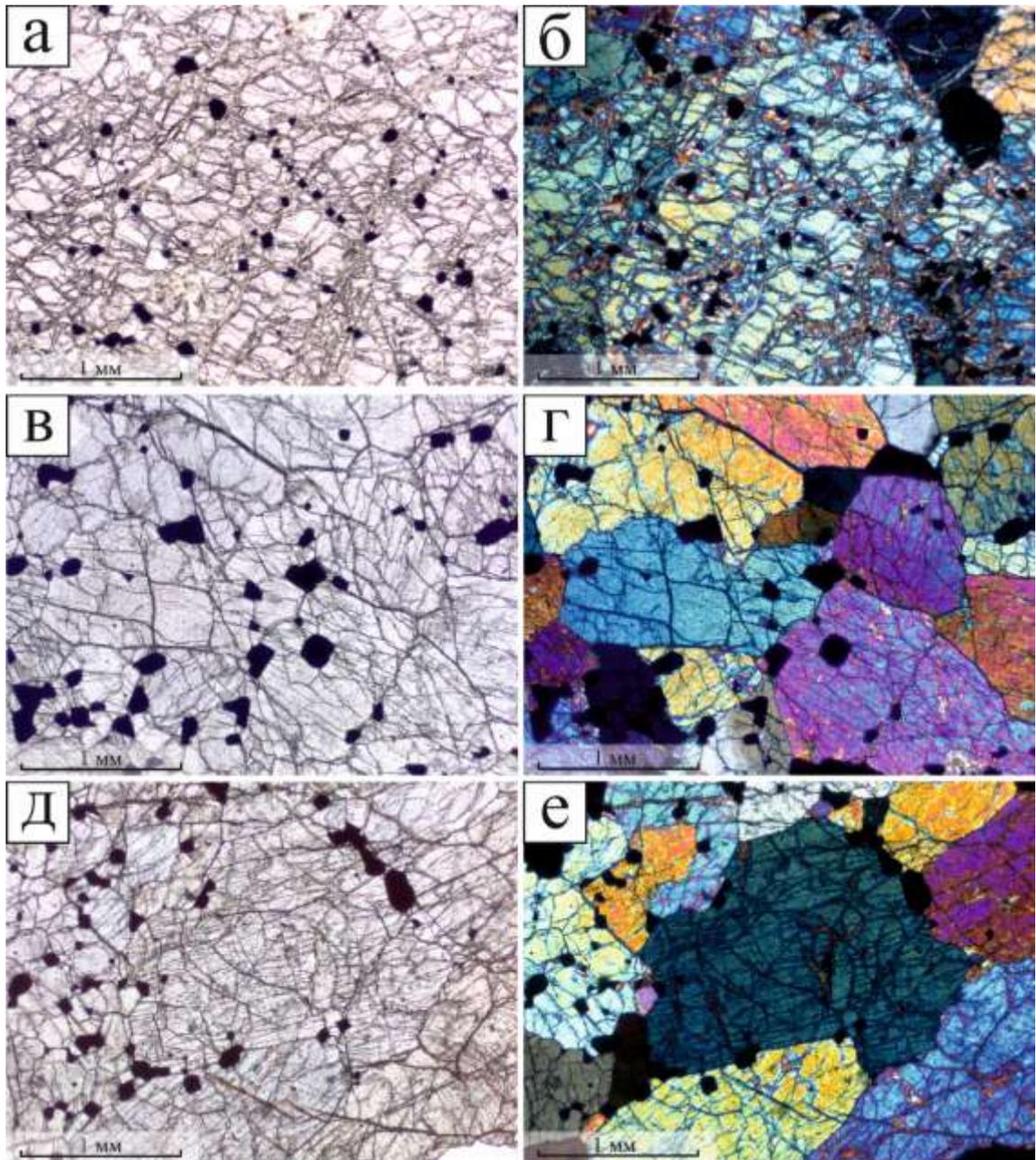


Рис. 2.23. Распределение акцессорного хромшпинелида в дуните Матыскенского массива. Все изображения в проходящем свете, а, в, д – неполяризованном, б, г, е - поляризованном

Взаимоотношения акцессорного хромшпинелида и оливина сложные. В большинстве случаев создаётся первоначальное впечатление об идиоморфизме хромшпинелида (рис. 2.24, в, г, е), однако, при детальном рассмотрении обнаруживается, что некоторые зёрна обладают сложной формой, проникая в соседствующее зерно оливина (рис. 2.24г, д). Это позволяет предположить, что, по крайней мере, часть акцессорного хромшпинелида кристаллизовалась совместно с оливином.

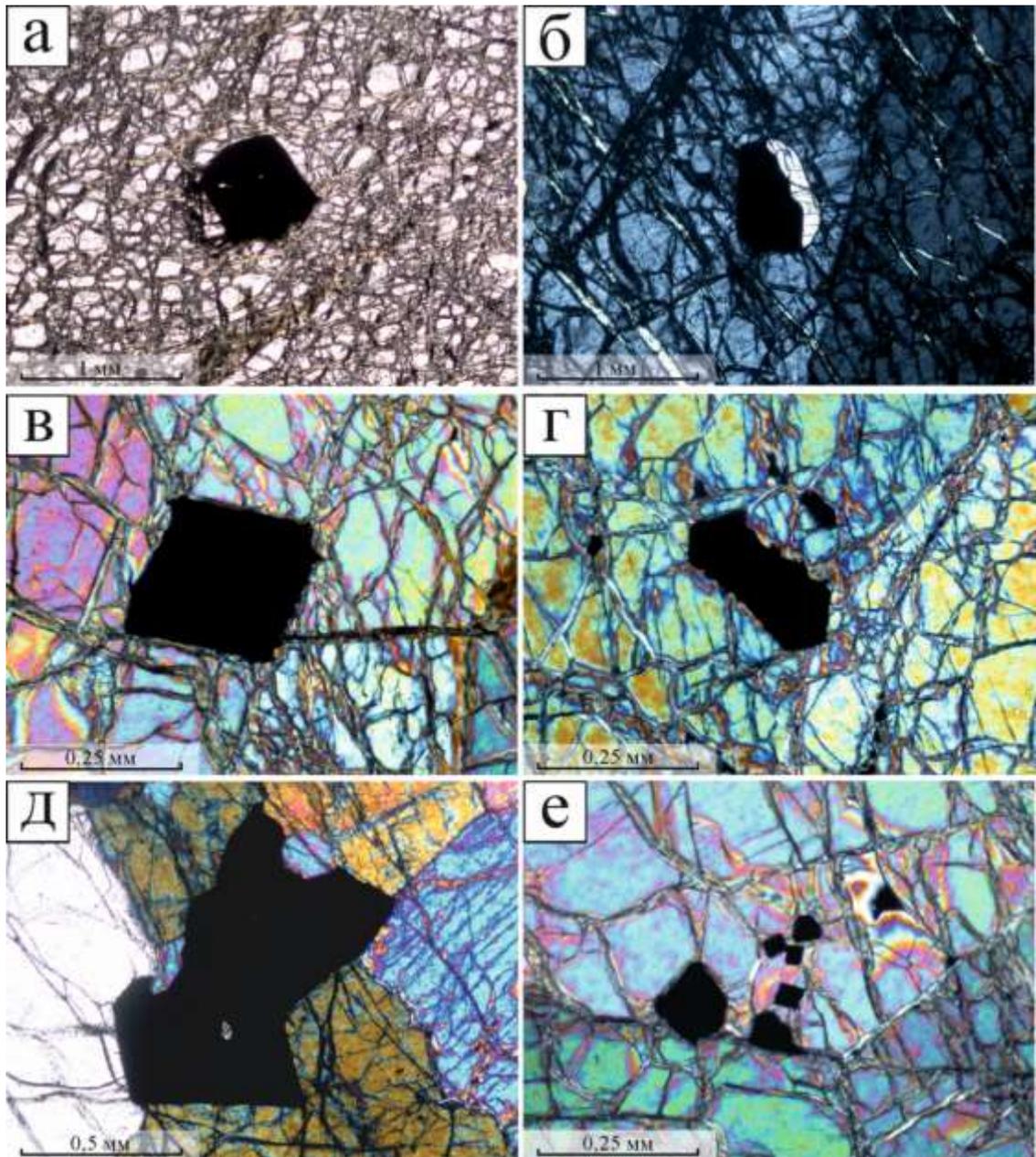


Рис. 2.24. Морфологические особенности акцессорного хромшпинелида дунита Матыскенского массива: а, б – срастания хромшпинелида и клинопироксена, заключённые в крупных зёрнах оливина, в – идиоморфное изометричное зерно хромшпинелида, г – включения хромшпинелида в оливине, возможно, скелетный кристалл, д – зерно хромшпинелида, образующее сложное взаимное прорастание с оливином, е – группа мелких идиоморфных зёрен хромшпинелида в оливине. Изображения в проходящем неполяризованном (а) и поляризованном (все остальные) свете

Главным спутником акцессорного хромшпинелида в породе является клинопироксен (Рис. 2.24а, б, рис. 2.26). Эти минералы образуют постоянную ассоциацию: большая часть клинопироксена приурочена к скоплениям хромшпинелида, как акцессорного, так и рудного.

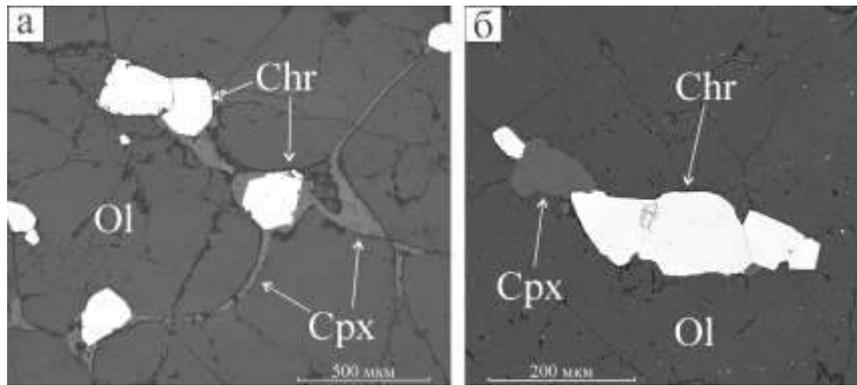


Рис. 2.26. Срастания хромшпинелида и клинопироксена в дуните Матыскенского массива, изображения в обратно-рассеянных электронах

На рис. 2.26 приведены изображения срастающихся зёрен хромшпинелида. В данном случае, затруднительно говорить о его акцессорном или рудном характере, так как несколько сросшихся зёрен хромшпинелида уже образуют скопление. При внимательном изучении дунитов можно обнаружить практически все переходы от отдельных зёрен хромшпинелида к его рудным скоплениям.

Полевое изучение скоплений хромшпинелида показало, что их распределение в пределах массивов носит неравномерный характер, выражающийся в присутствии как резко обогащённых хромшпинелидовой минерализацией участков, так и участков, её практически лишённых. Единственная закономерность заключается в том, что в краевых частях дунитового ядра хромшпинелидовая минерализация встречается реже, чем в центральных, а размер самих скоплений не превышает первых сантиметров. Кроме того, содержание акцессорного хромшпинелида в краевых частях также несколько ниже, что соответствует общему тренду понижения содержания Cr по направлению к краевой части массива (рис. 2.18).

Хромшпинелидовые скопления могут быть разделены на несколько типов, в зависимости от формы и количественного соотношения хромшпинелида и оливина. Преобладающим типом являются линзовидные тела, часто представляющие собой серию тонких прожилков (рис. 2.27а, в) мощностью от долей миллиметра до первых сантиметров. В некоторых случаях, они приобретают массивный характер (рис. 2.27е) Протяжённость таких линз обычно не превышает 2-х метров, после чего они выклиниваются (рис. 2.27в, е). Также распространены цепочечные выделения, в пределах которых зёрна хромшпинелида не соприкасаются между собой, однако отчётливо прослеживается их общее направление (рис. 2.27б). Самой сложной формой обладают небольшие гнездовидные скопления (рис. 2.27г, д).

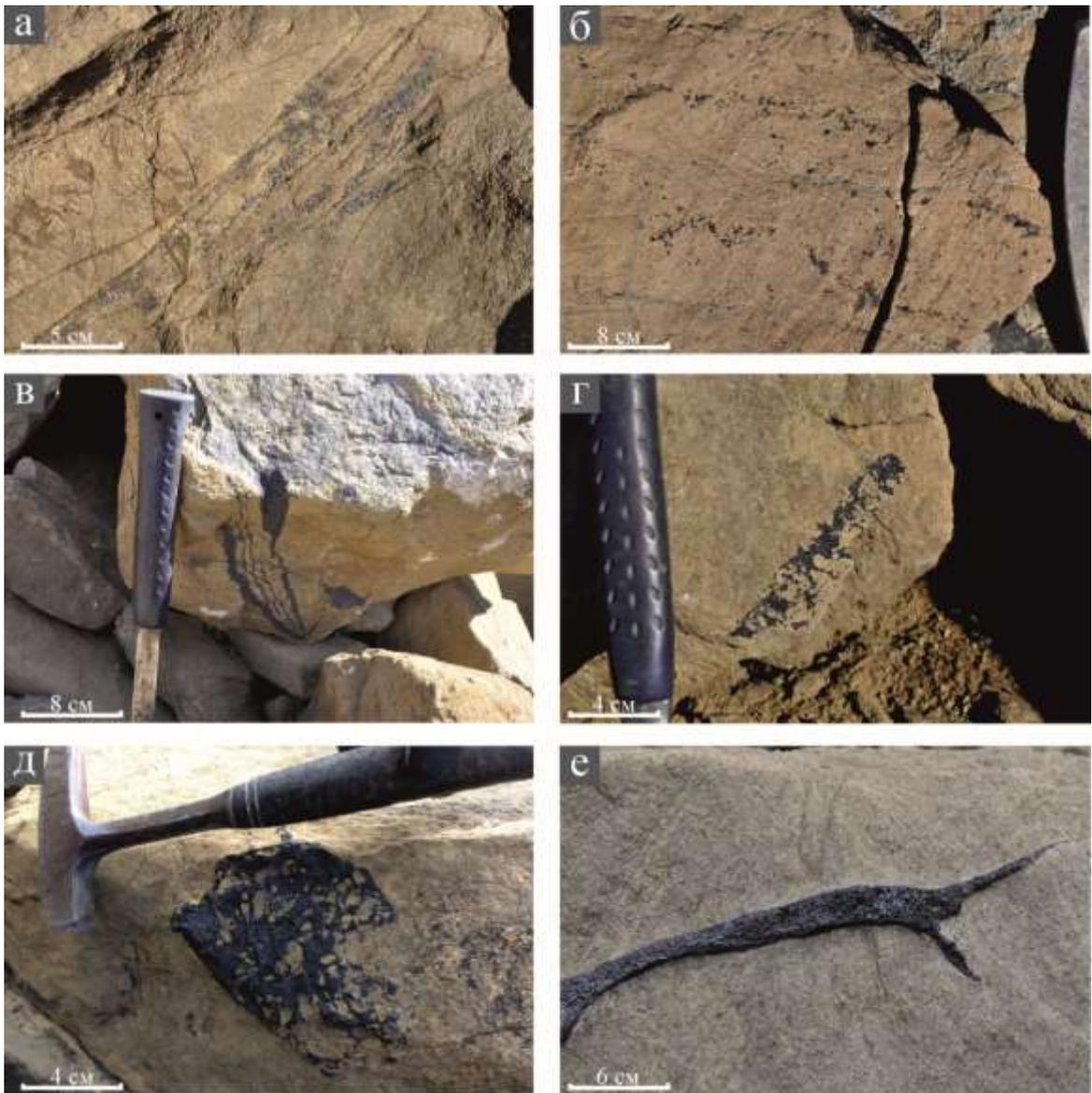


Рис. 2.27. Хромшпинелидовые скопления в дунитах Матыскенского и Эпильчикского массивов: а – серия тонких прожилков хромшпинелида, б – цепочечные обособления идиоморфных кристаллов хромшпинелида, в – прожилки хромита, подвергнутые хрупким деформациям, г – прожилково-вкрапленный агрегат хромшпинелида, д – вскрытая в продольном разрезе жила хромшпинелида, е – массивная жила хромшпинелида, вскрытая в поперечном разрезе

Для массивных скоплений хромшпинелида характерно ассиметричное строение и наличие, по крайней мере с одной стороны, резкого контакта с вмещающим дунитом (рис. 2.28а). В последнем случае также может наблюдаться увеличение размера зёрен хромшпинелида от края к центру скопления (рис. 2.28б).



Рис. 2.28. Фотографии полированных образцов массивных скоплений хромшпинелида. На изображении «а» виден резкий контакт в верхней части и морфологически сложный переход к дуниту в нижней; на изображении «б» виден резкий контакт, наблюдается увеличение зернистости хромшпинелида по направлению к центральной части прожилка

Достаточно обычными являются постепенные переходы массивных скоплений в рассеянный хромшпинелид. На рис. 2.29 представлены типичные взаимоотношения между хромшпинелидом из рудного скопления и силикатами.

Границы между отдельными зёрнами хромшпинелида прямые, а углы между ними близки к 120° (рис. 2.29а). По отношению к оливину, хромшпинелид в скоплениях, как и описанный в предыдущей главе рассеянный хромшпинелид, в подавляющем большинстве случаев идиоморфен. Как видно из рис. 2.28, контактирующие с оливином зёрна хромшпинелида из краевых частей массивных прожилков имеют выраженную собственную огранку. Из этого правила существует исключение, которое относится к зёрнам оливина, входящим в состав хромшпинелидовых скоплений. На рис. 2.29 представлены их срастания, обладающие сложной формой и имеющие характер симплектитов (рис. 2.28б). Это позволяет предположить одновременную кристаллизацию этих минералов в ходе образования или перекристаллизации скоплений.

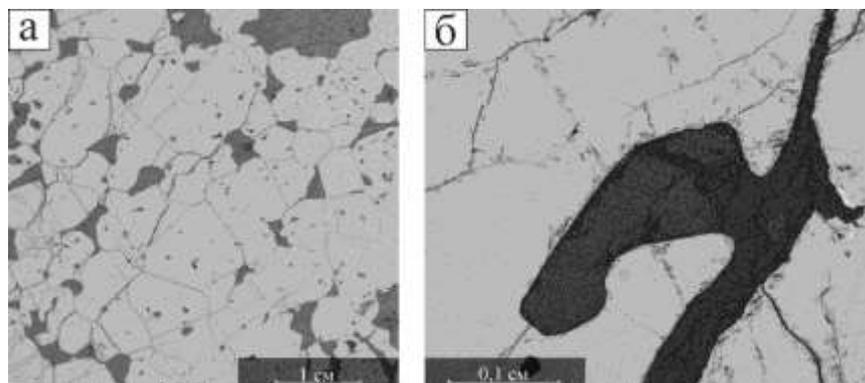


Рис. 2.29. Взаимоотношение хромшпинелида и оливина; а – общий вид массивного скопления, оливин выполняет пространство между зёрнами хромшпинелида, б – срастание хромшпинелида и оливина, вероятно являющееся результатом совместной кристаллизации. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Сложная картина взаимоотношений индивидов хромшпинелида между собой и другими минералами вскрывается при рассмотрении его зёрен в объёме. На рис. 2.30 представлены SEM-изображения выветрелого скопления хромшпинелида. Последнее обстоятельство важно, так как при выветривании агрегат хромшпинелида вскрывается по поверхности срастания зёрен, а не по трещинам, как это происходит в случае дробления образца. На этих снимках хорошо видно, что в местах контактов зёрен между собой наблюдаются углы, близкие к 120° , а сами поверхности по большей части гладкие. В некоторых случаях можно наблюдать пирамидки роста (рис. 2.30б, г), которые приурочены к местам срастания хромшпинелида с поздним серпентином. Вероятно, они представлены хроммагнетитом, которым хромшпинелид замещается и, нередко, обрастает в ходе серпентинизации.

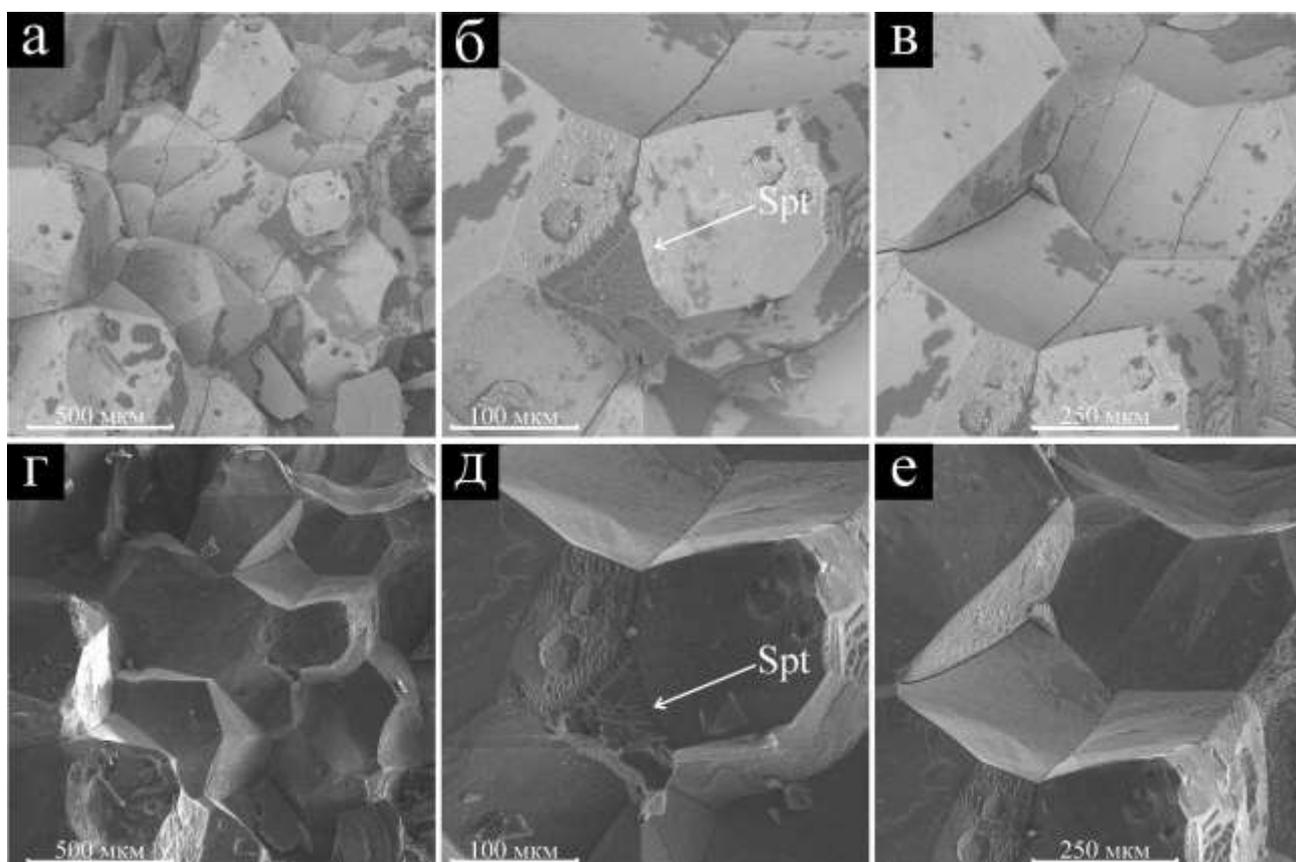


Рис. 2.30. Поверхности срастания кристаллов хромшпинелида рудной скопления. Серпентин, в случае сохранности, специально отмечен (Spt). Изображения в обратно-рассеянных (весь верхний ряд) и вторичных (нижний ряд) электронах

По составу хромшпинелиды в рассматриваемых массивах представляют достаточно широкую группу. В дунитах наибольшим распространением пользуется низкоглинозёмистый высокожелезистый хромшпинелид, реже встречается хроммагнетит (табл. 4). Последний является преобладающим рудным минералом в клинопироксенитах

и верлитах.

На рис. 2.31 представлены диаграммы состава акцессорного шпинелида, шпинелида из скоплений, сростаний с россыпной и коренной платиной, а также – из пород клинопироксенит-верлитовой оболочки массива. Состав акцессорного и рудного хромшпинелида Матыскенского массива оказался практически идентичным. хромшпинелид из сростаний с платиной отличается большим содержанием MgO и Cr₂O₃, однако, в ту же область попадают составы хромшпинелида из скоплений, не содержащих значительное количество платины, а также – ряд составов акцессорного хромшпинелида (рис. 2.31). Кроме того, как показал анализ состава включений из МПГ проявления реки Снеговая и россыпи ручья Прижимный, с платиной могут сростаться хромшпинелиды очень широкого диапазона составов – от магнетита, до высокохромистых шпинелидов (рис. 2.31). В платине из россыпи ручья Прижимный, наряду со шпинелидами, также встречены включения ильменита.

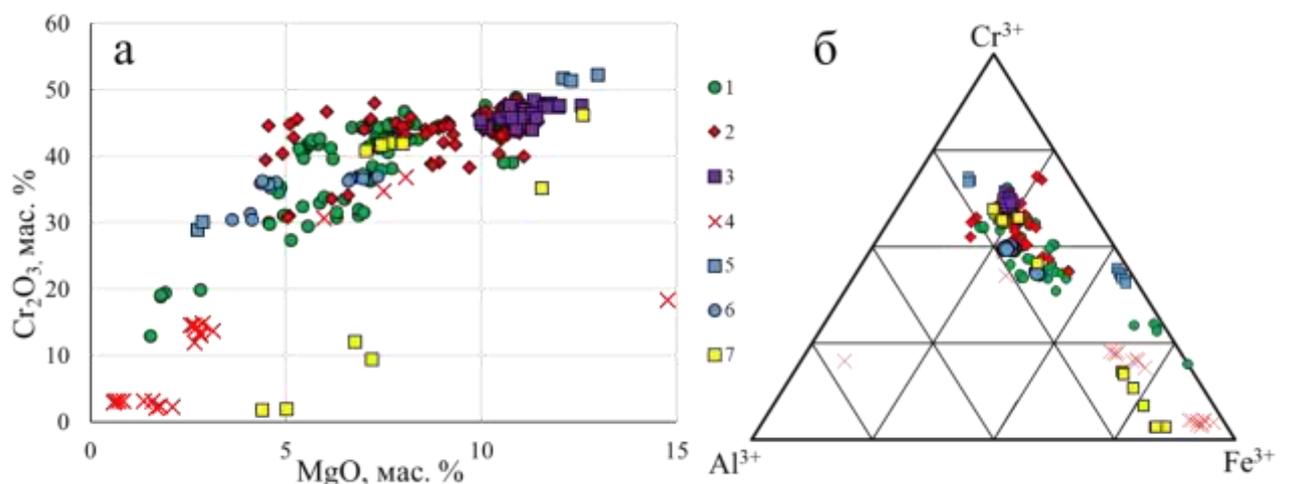


Рис. 2.31. Диаграммы состава хромшпинелидов: а – диаграмма в координатах Cr₂O₃ (мас. %) – MgO (мас. %), б – тройная диаграмма составов в координатах Cr³⁺ – Al³⁺ – Fe³⁺. 1 – акцессорный хромшпинелид Матыскенского массива, 2 – хромшпинелид из скоплений Матыскенского массива, 3 - хромшпинелид, сростающийся с платиной Матыскенского массива, 4 – хромшпинелид из верлитов и клинопироксенитов Матыскенского массива, 5 – хромшпинелид из сростаний с платиной Эпильчикского массива, 6 – хромшпинелид из верлитов и клинопироксенитов Эпильчикского массива, 7 – хромшпинелид из сростаний с платиной россыпи ручья Прижимный

Состав хромшпинелидов, мас. %

№	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Mn	Fe	Сумма	Формула
Матыскенский массив, аксессуарный хромшпинелид дунитов									
1	7,94	8,79	0,49	0,00	43,24	0,48	36,80	97,84	(Fe _{0,58} Mg _{0,40} Mn _{0,02}) ₁ (Cr _{1,17} Fe _{0,47} Al _{0,34} Ti _{0,01}) ₂ O ₄
2	1,90	0,78	0,67	0,00	19,40	0,47	70,11	93,43	(Fe _{0,87} Mg _{0,11} Mn _{0,02}) ₁ (Fe _{1,36} Cr _{0,49} Al _{0,04} Ti _{0,02}) ₂ O ₄
3	6,40	11,86	0,64	0,00	33,44	0,60	44,61	98,76	(Fe _{0,66} Mg _{0,33} Mn _{0,02}) ₁ (Cr _{0,89} Fe _{0,62} Al _{0,47} Ti _{0,02}) ₂ O ₄
Матыскенский массив, хромшпинелид из скоплений									
4	10,97	12,44	0,90	0,00	43,44	0,00	30,16	97,91	(Mg _{0,44} Fe _{0,46}) ₁ (Cr _{1,13} Al _{0,48} Fe _{0,37} Ti _{0,02}) ₂ O ₄
5	11,09	14,49	1,03	0,00	39,94	0,41	31,21	98,27	(Fe _{0,45} Mg _{0,44} Mn _{0,01}) ₁ (Cr _{1,02} Al _{0,55} Fe _{0,40} Ti _{0,03}) ₂ O ₄
6	8,90	8,74	0,87	0,00	44,11	0,76	34,26	98,64	(Fe _{0,53} Mg _{0,45} Mn _{0,02}) ₁ (Cr _{1,17} Fe _{0,46} Al _{0,35} Ti _{0,02}) ₂ O ₄
Матыскенский массив, хромшпинелид из сростаний с платиной									
7	10,40	8,29	0,48	0,23	44,82	0,49	32,36	98,27	(Fe _{0,46} Mg _{0,42} Mn _{0,02}) ₁ (Cr _{1,21} Fe _{0,44} Al _{0,33} Ti _{0,01} V _{0,01}) ₂ O ₄
8	11,33	7,79	0,48	0,00	48,47	0,39	30,26	98,82	(Mg _{0,46} Fe _{0,43} Mn _{0,01}) ₁ (Cr _{1,27} Fe _{0,41} Al _{0,30} Ti _{0,01}) ₂ O ₄
9	11,07	8,44	0,64	0,00	47,04	0,60	30,97	98,79	(Mg _{0,44} Fe _{0,44} Mn _{0,02}) ₁ (Cr _{1,23} Fe _{0,42} Al _{0,33} Ti _{0,02}) ₂ O ₄
Матыскенский массив, верлит-клинопироксеновая оболочка									
10	2,11	2,37	4,27	0,46	2,28	0,00	82,84	94,43	(Fe _{0,87} Mg _{0,11} Ni _{0,01}) ₁ (Fe _{1,71} Ti _{0,12} Al _{0,10} Cr _{0,07}) ₂ O ₄
11	1,68	2,17	3,67	0,41	2,17	0,00	84,63	94,73	(Fe _{0,91} Mg _{0,09}) ₁ (Fe _{1,73} Ti _{0,10} Al _{0,10} Cr _{0,06} V _{0,01}) ₂ O ₄
12	0,72	1,67	1,18	0,61	3,14	0,16	87,49	94,08	(Fe _{0,95} Mg _{0,04} Mn _{0,01}) ₁ (Fe _{1,79} Al _{0,07} Cr _{0,09} Ti _{0,03} V _{0,02}) ₂ O ₄
Эпильчикский массив, хромшпинелид из сростаний с платиной									
13	12,09	10,84	0,43	0,10	41,77	0,94	21,63	98,22	(Mg _{0,59} Fe _{0,37} Mn _{0,03} Zn _{0,01}) ₁ (Cr _{1,34} Al _{0,42} Fe _{0,23} Ti _{0,01}) ₂ O ₄
14	2,84	0,87	0,40	0,29	28,04	0,63	63,47	96,74	(Fe _{0,82} Mg _{0,16} Mn _{0,02}) ₁ (Fe _{1,13} Cr _{0,81} Al _{0,04} Ti _{0,01} V _{0,01}) ₂ O ₄
15	2,44	1,00	0,43	0,27	27,39	0,88	63,87	96,40	(Fe _{0,83} Mg _{0,14} Mn _{0,03}) ₁ (Fe _{1,14} Cr _{0,80} Al _{0,04} Ti _{0,01} V _{0,01}) ₂ O ₄
Эпильчикский массив, дунит									
16	3,61	9,24	0,61	0,19	30,47	0,64	42,41	97,28	(Fe _{0,79} Mg _{0,19} Mn _{0,02}) ₁ (Cr _{0,84} Fe _{0,76} Al _{0,38} Ti _{0,01} V _{0,01}) ₂ O ₄
17	7,34	11,44	0,43	0,00	36,96	0,70	41,72	98,96	(Fe _{0,60} Mg _{0,37} Mn _{0,02} Zn _{0,01}) ₁ (Cr _{0,98} Fe _{0,56} Al _{0,44} Ti _{0,01}) ₂ O ₄
18	4,49	10,36	0,46	0,17	36,01	0,49	46,06	98,34	(Fe _{0,74} Mg _{0,24} Mn _{0,02}) ₁ (Cr _{0,98} Fe _{0,59} Al _{0,42} Ti _{0,01}) ₂ O ₄
Россыпь ручья Прижимный, включения хромшпинелида в платине									
19	4,38	4,82	6,86	1,03	1,87	0,00	74,74	94,71	(Fe _{0,76} Mg _{0,24}) ₁ (Fe _{1,53} Al _{0,21} Ti _{0,19} Cr _{0,04} V _{0,03}) ₂ O ₄
20	6,49	6,74	2,77	0,00	6,17	0,00	74,84	98,01	(Fe _{0,67} Mg _{0,33}) ₁ (Fe _{1,49} Al _{0,27} Cr _{0,17} Ti _{0,07}) ₂ O ₄
21	7,98	9,63	0,61	0,00	42,00	1,17	36,12	97,41	(Fe _{0,57} Mg _{0,41} Mn _{0,02}) ₁ (Cr _{1,13} Fe _{0,46} Al _{0,39} Ti _{0,02}) ₂ O ₄

Примечание. Анализ 10 содержит 0,19 мас. % Ni, анализ 13 содержит 0,11 мас. % Ni и 0,31 мас. % Zn, анализ 17 содержит 0,36 мас. % Zn. Формулы рассчитаны на 4 атома кислорода

Полиминеральные включения в хромшпинелиде

Как в аксессуарном, так и в рудном хромшпинелиде часто встречаются включения силикатов. Преобладающими минералами этих включений являются диопсид и паргасит. Несколько меньшим распространением пользуются включения, в составе которых преобладают такие минералы, как диопсид, паргасит, флогопит, апатит, плагиоклаз. Оливин образует включения в редких случаях и не встречается совместно с перечисленными минералами. Интересной особенностью полиминеральных включений является параллельность их границ друг другу, а также – границам вмещающего кристалла хромшпинелида (рис. 2.32). Из этого можно сделать вывод, они, по большей части, представляют собой отрицательные кристаллы. Содержащиеся в них минералы,

как правило, подчиняются форме минерала-хозяина (рис. 2.32а, б, г), хотя встречаются и более сложные взаимоотношения (рис. 2.32в, д). Достаточно часто полиминеральные включения находятся в контакте с захваченным ранее минералом – например, на рис. chr500г диопсид нарастает на стенку включения, а на рис. 2.32г этот же минерал образует самостоятельное изометричное включение, к которому примыкают такие минералы, как флогопит, перовскит и более поздний хлорит.

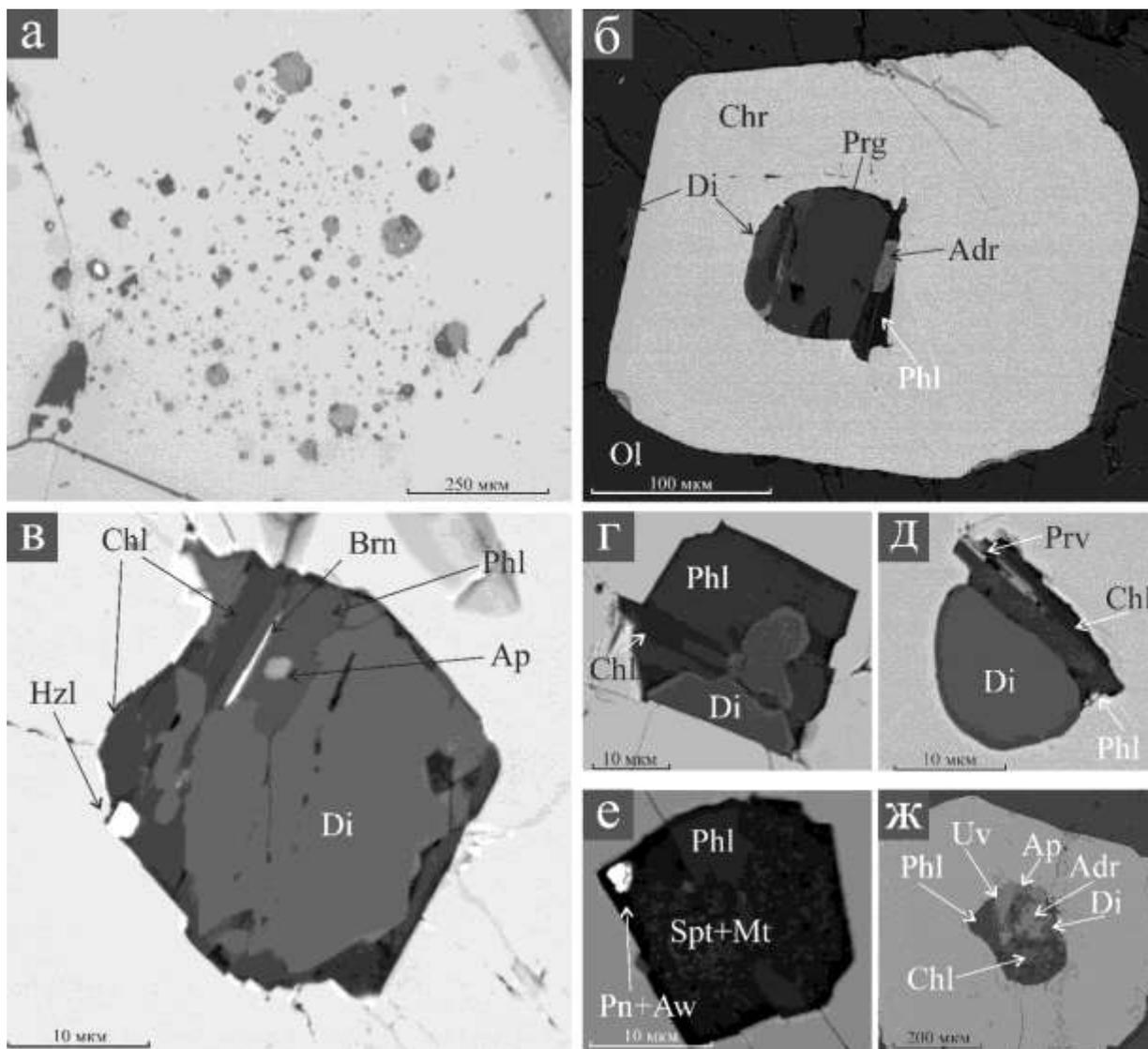


Рис. 2.32. Полиминеральные включения в акцессорном (б, ж) и рудном (все остальные) хромшпинелиде: а – зерно из скопления хромшпинелида, содержащее многочисленные полиминеральные включения, б – включение, сложенное паргаситом (Prg), диопсидом (Di) и андрадитом (Adr), также виден след от выпавшего при полировке удлинённого минерала, диопсид сростается с хромшпинелидом с внешней стороны зерна, в – включение, наряду с паргаситом, диопсидом, флогопитом (Phl) и апатитом (Ap), содержащее хлорит (Chl), борнит (Brn) и хезлевудит (Hzl), г – включение, в котором хорошо заметно нарастание диопсида на стенку, д – включение, которое наряду с обычными минералами содержит перовскит (Prv), е – включение, большая часть которого сложена хлорит-магнетитовым агрегатом, также присутствует флогопит и сростание пентландита (Pn) с аваруитом (Aw), ж – включение, содержащее относительно крупные зёрна уваровита (Uv) и андрадита. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

Анализ состава включений и взаимоотношения между минералами позволил выделить две основные минеральные ассоциации. К первой, ранней ассоциации, относится диопсид, амфибол, отвечающий по составу паргаситу, либо магнезиогастингситу, флогопит, плагиоклаз и апатит. Ко второй относится серпентин, минералы группы хлорита, магнетит, гранаты андрадит-гроссулярового ряда (в том числе, уваровит). Минералы второй ассоциации могут замещать минералы первой (рис. 2.32а, в-ж), что говорит о её позднем, наложенном характере.

2. Состав включений в акцессорном хромшпинелиде соответствует составу включений в хромшпинелиде скоплений. Это согласуется с приведёнными ранее данными об идентичности состава рудного и акцессорного хромшпинелида и, по всей видимости, свидетельствует об общем механизме их образования.

3. Развитие магнетита вокруг трещинок в хромшпинелиде является типичным явлением, сопровождающим серпентинизацию гипербазитов. Включения в хромшпинелиде в большинстве случаев не сопряжены с замещением хромшпинелида магнетитом (рис. 2.32), что является аргументом в пользу сингенетичности включений хромшпинелиду. Образование таких минералов, как гранаты и серпентин, замещение флогопита хлоритом, вероятно, связано с процессами гидротермальной проработки дунитов, имевшей место ещё до петельчатой серпентинизации дунита, в ходе которой происходит образование низкожелезистых серпентинов и магнетита (Штейнберг, Чащухин, 1977; Плаксенко, 1989).

Особенности состава сростаний хромшпинелид-оливин

Сопоставление состава сосуществующего оливина и хромшпинелида показало наличие прямой связи между магнезиальностью обоих минералов. При этом, связь между значениями Cr# хромшпинелида и Mg# оливина имеет значительно более сложный характер. Её можно охарактеризовать следующим образом: с низкохромистыми хромшпинелидами ассоциирует только относительно низкомагнезиальный оливин ($Fo_{0,89-0,92}$), в то время как с высокохромистым хромшпинелидом могут ассоциировать оливины всех составов ($Fo_{0,89-0,95}$). Так как диффузия и, соответственно, переуравновешивание составов оливина и хромшпинелида может протекать только за счёт Fe и Mg, но не за счёт Cr (Kamenetsky et al., 2001), ситуацию на рис. 2.33а, б действительно следует объяснять переуравновешиванием минералов в субсолидусных условиях.

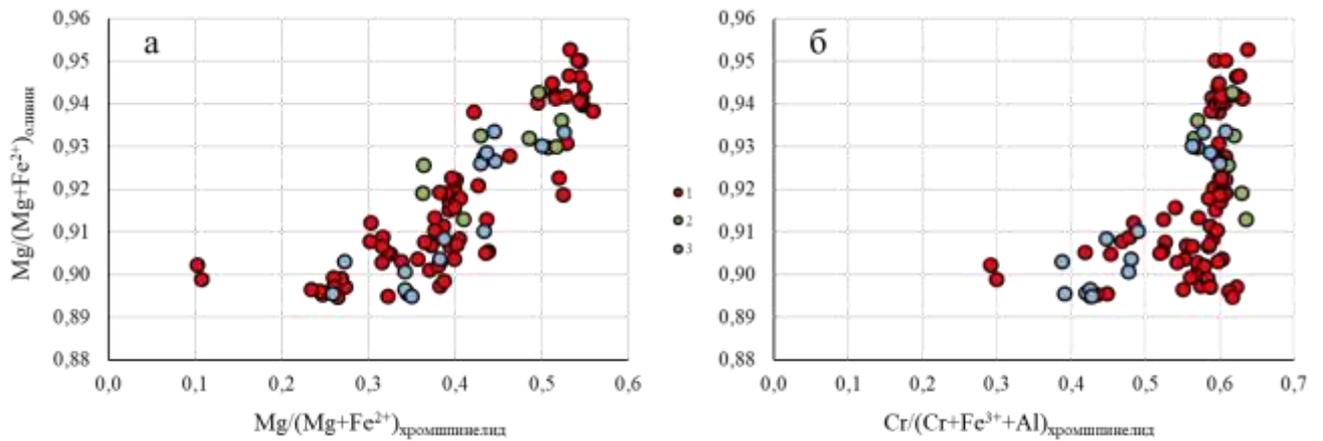


Рис. 2.33. Вариации состава сростаний оливин-хромшпинелид в пределах дунитового ядра Матыскенского массива. 1 – центральная, 2 – промежуточная, 3 – граничащая с верлит-клинопироксеновой оболочкой часть дунитового ядра

Зональность оливина, реконструированная по распределению включений, может быть проинтерпретирована двумя способами. Первое объяснение заключается в том, что кристаллизация центральных частей зёрен оливина происходила при меньшем значении фугитивности кислорода, нежели кристаллизация краевых частей. Это привело к большему содержанию Fe в центральных частях оливина. В дальнейшем, при окислении оливина произошло обособление ламелей магнетита. Попутно в некоторых случаях также наблюдаются ламели хромшпинелида. хром находится в оливине преимущественно в виде Cr²⁺ и, в случае окисления, переходит в дочернюю фазу как Cr³⁺. Этот процесс описан во многих работах, в том числе в статье (Khisina, Lorenz, 2015). В дальнейшем, состав оливина выравнивается за счёт диффузии Fe и Mg.

Второе объяснение заключается в том, что внешние зоны кристаллов оливина образованы уже после его распада, который в этом случае также вызван окислительными процессами. В пользу этого предположения свидетельствует существование свободного от ламелей оливина второй генерации. В любом случае, на той стадии, когда дунит представлял собой уже консолидированную породу и до начала серпентинизации самых ранних стадий, имело место повышение окисленности минералообразующей среды.

Формирование высокомагнезиального оливина в ходе постмагматических процессов также иллюстрируется наблюдением за включениями. На рис. 2.22 показано полиминеральное включение в оливине наиболее типичного для Матыскенского массива состава – Fo_{0,91}, представленное хроммагнетитом, пентландитом, флогопитом и апатитом. Заметна также тёмная область вокруг включения. В этой области состав оливина

соответствует $F_{0,95}$.

2.8 Другие минералы дунитового ядра Матыскенского массива

В данном разделе приводятся сведения о других минералах Матыскенского массива в том объёме, который необходим для генетических построений. Особое внимание уделяется минералам, которые встречаются в составе полиминеральных включений в хромшпинелиде и платине или срastaются с ними.

Пироксены

В пределах массивов Эпильчикской и Таманваямской групп встречен только клинопироксен, который является одним из главных минералов верлитов и клинопироксенитов, а в дунитах имеет роль второстепенного, но повсеместно развитого минерала. Как было показано выше, он является наиболее распространённым включением в оливине и хромшпинелиде, кроме того, клинопироксен является неотъемлемой составляющей частью платиноносных скоплений хромшпинелида.

По составу все изученные клинопироксены соответствуют диопсиду (табл. 5), значение магнезиальности $Mg\# = Mg_{ф.е.}/(Mg+Fe)_{ф.е.}$ которого варьирует в интервале 0,91-0,95 для дунитов, 0,86-0,93 для верлитов и 0,80-0,90 для клинопироксенитов (рис. 2.34). Наиболее магнезиальные клинопироксены встречаются в составе полиминеральных включений в хромшпинелиде: $Mg\#$ находится в пределах значений 0,92-0,97 (рис. 2.34). В полиминеральных включениях в платине клинопироксены характеризуются наибольшим разбросом составов: $Mg\# = 0,77-0,91$, однако, в целом они близки составам клинопироксена из верлитов и клинопироксенитов. Содержание Cr в клинопироксенах колеблется в интервале от предела обнаружения до 2,8 мас. %. Наибольшие содержания Cr отмечены в клинопироксене из полиминеральных включений в хромшпинелиде (табл. 5, ан. 21-25). Высокие содержания Cr характерны также для клинопироксенов из верлитов (табл. 5, ан. 11-15) и дунитов (табл. 5, ан. 1-10), а наименьшие – для клинопироксенов из клинопироксенитов и из включений в платине. В последних двух случаях содержание Cr неизменно находится ниже порога обнаружения (табл. 5, ан. 16-20 и 26-30 соответственно).

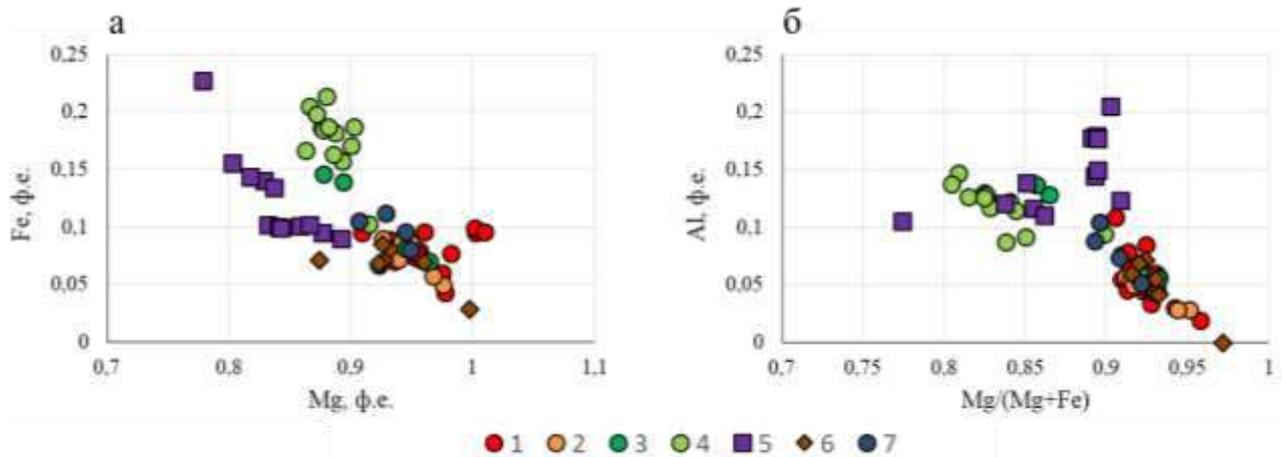


Рис. 2.34. Вариации состава клинопироксена. 1 – центральная часть дунитового ядра, 2 – краевая часть дунитового ядра, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты, 5 – полиминеральные включения в платине, 6 – полиминеральные включения в хромшпинелиде, 7 – диопсид-магнетитовые включения в оливине. Остальные комментарии в тексте; пояснения насчёт включений в платине будут даны в главе 4

Таблица 5

Состав клинопироксенов Матыскенского массива, мас. %										
№	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Сумма
Дунитовое ядро, центральная часть										
1	н/о	17,58	0,45	53,62	25,07	н/о	н/о	н/о	1,38	98,10
2	0,13	17,15	1,06	52,48	24,38	0,16	0,39	0,16	2,28	98,19
3	0,20	17,08	1,10	52,82	24,22	н/о	0,41	н/о	2,38	98,21
4	н/о	16,89	1,05	52,77	24,87	н/о	0,36	н/о	2,44	98,38
5	н/о	17,25	1,03	53,06	24,59	0,14	0,31	н/о	2,60	98,98
6	н/о	16,94	1,38	53,25	24,05	н/о	1,16	н/о	2,28	99,06
Дунитовое ядро, краевая часть										
7	0,18	16,95	1,14	52,61	24,18	н/о	0,24	н/о	2,77	98,07
8	0,19	16,83	1,22	52,53	24,29	н/о	0,35	н/о	2,82	98,23
9	0,27	16,92	1,01	53,10	24,94	н/о	0,19	0,13	2,33	98,89
10	н/о	17,51	0,65	53,57	25,28	н/о	0,19	н/о	1,87	99,07
Верлиты										
11	0,24	15,51	3,08	50,16	23,26	0,57	0,55	н/о	4,65	98,02
12	0,24	15,84	2,90	50,30	23,66	0,47	0,45	н/о	4,44	98,30
13	н/о	17,49	1,32	53,05	24,05	н/о	1,23	н/о	2,29	99,43
14	н/о	16,89	1,30	53,75	24,71	0,20	1,28	н/о	2,21	100,34
15	н/о	17,30	1,48	53,15	24,46	н/о	1,66	н/о	2,67	100,72
Клинопироксениты										
16	н/о	15,64	2,97	51,01	23,01	0,48	н/о	0,14	5,99	99,24
17	н/о	16,17	2,67	51,21	22,87	0,40	н/о	0,26	6,02	99,60
18	0,28	15,83	2,88	51,42	22,96	0,38	н/о	н/о	6,05	99,80
19	н/о	16,64	2,19	52,50	25,19	0,34	н/о	0,14	3,37	100,37
20	0,22	15,69	3,40	51,54	22,79	0,41	н/о	0,13	6,67	100,85
Полиминеральные включения в хромшпинелиде										
21	0,57	16,73	1,00	53,51	23,38	н/о	1,23	н/о	2,27	98,69
22	0,53	16,83	1,28	53,79	23,85	н/о	1,30	н/о	2,26	99,84
23	0,84	17,02	1,60	53,66	23,27	н/о	0,98	н/о	2,65	100,02
24	н/о	18,35	н/о	54,93	25,10	н/о	0,84	н/о	0,95	100,17

Продолжение таблицы 5

№	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Сумма
25	1,18	15,96	1,65	53,55	22,83	н/о	2,78	н/о	2,34	100,29
Полиминеральные включения в платине										
26	н/о	15,08	4,10	51,40	23,69	0,60	н/о	н/о	3,21	98,08
27	0,51	14,30	2,74	52,00	23,66	0,21	н/о	0,23	4,99	98,64
28	0,59	14,81	2,65	51,97	23,79	0,26	н/о	0,26	4,51	98,84
29	0,48	15,03	4,09	51,78	23,82	0,44	н/о	0,39	3,30	99,33
30	0,58	16,17	4,83	52,82	23,20	н/о	н/о	н/о	3,14	100,74
Магнетит-диопсидовые симплектиты										
31	0,12	16,02	2,35	50,97	24,49	н/о	0,22	н/о	3,35	97,51
32	0,18	17,19	1,19	53,45	24,26	0,20	0,07	0,10	2,63	99,27
33	0,19	17,06	1,69	52,88	24,50	н/о	0,09	0,13	3,11	99,52
34	0,20	16,86	2,04	52,28	24,96	0,09	0,17	0,22	3,65	100,47

Формулы к таблице 5:

1. $(Ca_{0,99}Mg_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,97}Fe_{0,03})_{1,00}(Si_{1,98}Al_{0,02})_{2,00}O_6$
2. $(Ca_{0,97}Mg_{0,02}Na_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,94}Fe_{0,07}Cr_{0,01}Mn_{0,01})_{1,03}(Si_{1,95}Al_{0,05})_{2,00}O_6$
3. $(Ca_{0,96}Mg_{0,03}Na_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,92}Fe_{0,07}Cr_{0,01})_{1,00}(Si_{1,96}Al_{0,05})_{2,01}O_6$
4. $(Ca_{0,99}Mg_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,93}Fe_{0,08}Cr_{0,01})_{1,02}(Si_{1,96}Al_{0,05})_{2,01}O_6$
5. $(Ca_{0,97}Mg_{0,03})(Mg_{0,93}Fe_{0,08}Cr_{0,01})_{1,02}(Si_{1,96}Al_{0,04})_{2,00}O_6$
6. $(Ca_{0,95}Mg_{0,04})_{0,99}(Mg_{0,90}Fe_{0,07}Cr_{0,03})_{1,00}(Si_{1,96}Al_{0,06})_{2,02}O_6$
7. $(Ca_{0,96}Mg_{0,03}Na_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,92}Fe_{0,09}Cr_{0,01})_{1,03}(Si_{1,96}Al_{0,05})_{2,01}O_6$
8. $(Ca_{0,97}Mg_{0,02}Na_{0,01})_{0,98}(Mg_{0,92}Fe_{0,09}Cr_{0,01})_{1,02}(Si_{1,95}Al_{0,05})_{2,00}O_6$
9. $(Ca_{0,99}Na_{0,02})_{1,01}(Mg_{0,94}Fe_{0,07}Cr_{0,01})_{1,02}(Si_{1,96}Al_{0,03})_{1,99}O_6$
10. $Ca_{1,00}(Mg_{0,97}Fe_{0,06}Cr_{0,01})_{1,04}(Si_{1,97}Al_{0,03})_{2,00}O_6$
11. $(Ca_{0,94}Mg_{0,04}Na_{0,02})_{1,00}(Mg_{0,84}Fe_{0,15}Cr_{0,02}Ti_{0,02})_{1,03}(Si_{1,89}Al_{0,13})_{2,02}O_6$
12. $(Ca_{0,95}Mg_{0,03}Na_{0,02})_{1,00}(Mg_{0,86}Fe_{0,14}Cr_{0,01}Ti_{0,01})_{1,02}(Si_{1,89}Al_{0,13})_{2,02}O_6$
13. $(Ca_{0,94}Mg_{0,06})_{1,00}(Mg_{0,90}Fe_{0,07}Cr_{0,04}Ti_{0,01})_{1,02}(Si_{1,94}Al_{0,13})_{2,07}O_6$
14. $(Ca_{0,96}Mg_{0,04})_{1,00}(Mg_{0,88}Fe_{0,07}Cr_{0,04}Ti_{0,01})_{1,00}(Si_{1,95}Al_{0,06})_{2,01}O_6$
15. $(Ca_{0,95}Mg_{0,05})_{1,00}(Mg_{0,95}Fe_{0,08}Cr_{0,05})_{1,03}(Si_{1,93}Al_{0,06})_{1,99}O_6$
16. $(Ca_{0,92}Mg_{0,08})_{1,00}(Mg_{0,80}Fe_{0,19})_{0,99}(Si_{1,90}Al_{0,13}Ti_{0,01})_{2,03}O_6$
17. $(Ca_{0,91}Mg_{0,09})_{1,00}(Mg_{0,81}Fe_{0,19}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{1,02}(Si_{1,90}Al_{0,12})_{2,02}O_6$
18. $(Ca_{0,91}Mg_{0,08})_{0,99}(Mg_{0,80}Fe_{0,19}Ti_{0,01})_{1,00}(Si_{1,90}Al_{0,13})_{2,03}O_6$
19. $(Ca_{0,99}Mg_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,90}Fe_{0,10}Ti_{0,01})_{1,01}(Si_{1,92}Al_{0,09})_{2,01}O_6$
20. $(Ca_{0,90}Mg_{0,08}Na_{0,02})_{1,00}(Mg_{0,79}Fe_{0,20}Ti_{0,01})_{1,00}(Si_{1,89}Al_{0,15})_{2,04}O_6$
21. $(Ca_{0,94}Na_{0,04}Mg_{0,02})_{1,00}(Mg_{0,91}Fe_{0,07}Cr_{0,04})_{1,02}(Si_{1,97}Al_{0,04})_{2,01}O_6$
22. $(Ca_{0,93}Na_{0,04}Mg_{0,03})_{0,99}(Mg_{0,89}Fe_{0,07}Cr_{0,04})_{1,00}(Si_{1,96}Al_{0,06})_{2,02}O_6$
23. $(Ca_{0,91}Na_{0,06}Mg_{0,03})_{1,00}(Mg_{0,93}Fe_{0,08}Cr_{0,03})_{1,04}(Si_{1,96}Al_{0,07})_{2,03}O_6$
24. $Ca_{0,97}(Mg_{1,00}Fe_{0,03}Cr_{0,02})Si_{1,99}O_6$
25. $(Ca_{0,89}Na_{0,08})_{0,97}(Mg_{0,87}Cr_{0,08}Fe_{0,07})_{1,02}(Si_{1,95}Al_{0,07})_{2,02}O_6$
26. $Ca_{0,94}(Mg_{0,84}Fe_{0,10}Ti_{0,02})_{0,96}(Si_{1,91}Al_{0,18})_{2,09}O_6$
27. $(Ca_{0,95}Na_{0,04})_{0,99}(Mg_{0,80}Fe_{0,16}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{0,98}(Si_{1,94}Al_{0,12})_{2,06}O_6$
28. $(Ca_{0,95}Na_{0,04})_{0,99}(Mg_{0,83}Fe_{0,14}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{0,99}(Si_{1,93}Al_{0,12})_{2,05}O_6$
29. $(Ca_{0,94}Na_{0,03})_{0,97}(Mg_{0,83}Fe_{0,09}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{0,94}(Si_{1,91}Al_{0,18})_{2,09}O_6$
30. $(Ca_{0,90}Na_{0,04})_{0,94}(Mg_{0,88}Fe_{0,09}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{0,99}(Si_{1,91}Al_{0,21})_{2,12}O_6$
31. $(Na_{0,01}Ca_{0,98})_{0,99}(Mg_{0,93}Fe_{0,11}Mn_{0,01})_{1,05}(Si_{1,91}Al_{0,09})_{2,00}O_6$
32. $(Na_{0,01}Ca_{0,95})_{0,96}(Mg_{0,95}Fe_{0,08}Ti_{0,01})_{1,04}(Si_{1,96}Al_{0,05})_{2,01}O_6$
33. $(Na_{0,01}Ca_{0,97})_{0,98}(Mg_{0,94}Fe_{0,10})_{1,04}(Si_{1,95}Al_{0,07})_{2,02}O_6$
34. $(Ca_{0,98}Na_{0,01})_{0,99}(Mg_{0,93}Fe_{0,11}Mn_{0,01})_{1,04}(Si_{1,91}Al_{0,09})_{2,00}O_6$

Слюды

Слюды являются одним из главных породообразующих минералов в некоторых разновидностях верлитов. В некоторых случаях содержание слюд в них достигает 10 и более об. %, что позволяет называть эти породы флогопитовыми или, в зависимости от состава слюды, биотитовыми перидотитами. В дунитах слюды играют роль акцессорного минерала, обычно встречаясь в составе включений, пример которых приведён на рис. 2.32.

Амфиболы

Амфиболы являются достаточно редкими минералами как в дунитах, так и в породах верлит-клинопироксенитовой оболочки. Обычно они могут быть обнаружены при исследовании полиминеральных включений в хромшпинелиде и платине. По составу амфиболы дунитов отвечают паргаситу и, несколько реже, эдениту.

2.9 Распределение элементов платиновой группы в породах концентрически-зональных массивов

Работы предшественников на Гальмоэнанском массиве (Козлов, Чантурия, 2009), равно как и на массивах Уральского платиноносного пояса (Кашин и др., 1956) показали, что для достоверного определения содержания элементов платиновой группы требуется отбор крупнообъёмных проб. Причиной этого является крайне неравномерное распределение МПГ, которые склонны образовывать достаточно крупные обособления – на Нижнетагильском массиве в начале XX века отмечались коренные самородки весом до 100 г (Мосин, 2002). В последнее время на Вересовоборском массиве известны находки самородков, вес которых достигает первых десятков грамм (Степанов, 2018). В случае с Гальмоэнанским массивом, масса проб, позволивших выделить интервалы с содержанием 1,6 г/т, измерялась тоннами. Характер работ, проводившихся ООО «КАМП» в 2016-2017 годах не предполагал опробование такого типа, однако, позволил получить представление о среднем содержании ЭПГ в породах дунитового ядра Матыскенского массива.

Для дунитов характерно логнормальное распределение содержания Pt со средним значением 0,06 г/т (рис. 2.35a). Для дунитов, содержащих скопления хромшпинелида,

распределение также имеет логнормальный характер (рис. 2.35б), а среднее содержание Pt составляет 0,27 г/т при исключении пробы с «ураганным» содержанием (выше верхнего предела обнаружения, равного 10 г/т) и, по меньшей мере, 0,51 г/т при её учёте.

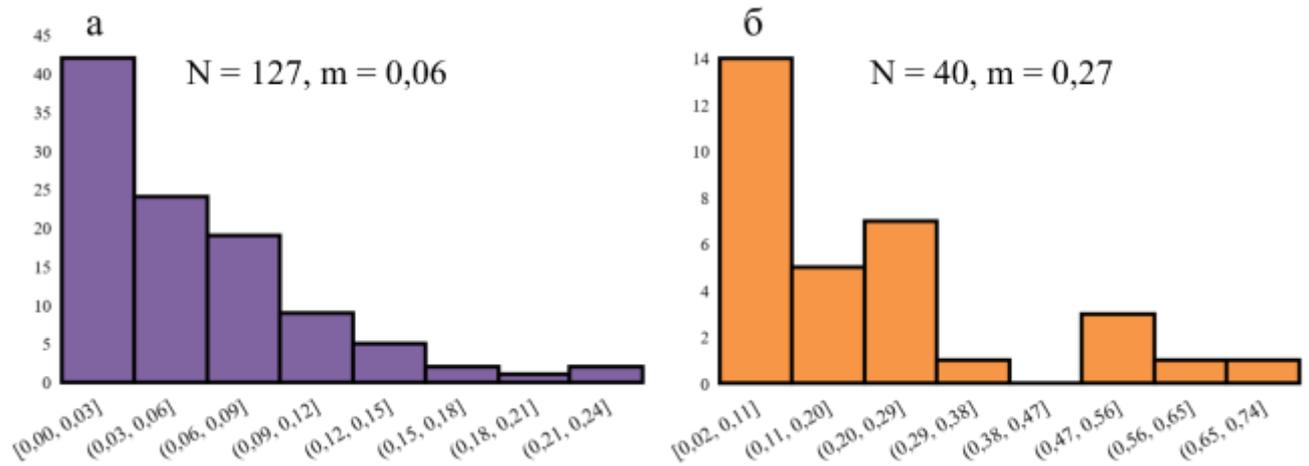


Рис. 2.35. Гистограммы содержания Pt в дунитах (а) и дунитах, вмещающих видимые скопления хромшпинелида (б) Матыскенского массива. По оси абсцисс отложены содержания в г/т, по оси ординат – частота встречаемости. N – число анализов, m – среднее значение. На рис. «б» и при расчёте среднего содержания Pt в богатых хромшпинелидовыми скоплениями дунитах не учтена ураганная проба с содержанием Pt >> 10 г/т.

Распределение ЭПГ в породах Матыскенского массива имеет характер, типичный для концентрически-зональных массивов. На диаграммах, построенных после нормализации на хондрит C1 (Sun, McDonough, 1989), в дунитах отчётливо выделяются положительные пики Pt и Ir и «провалы» по Ru и Pd. Исключение составляет проба X250, спектр распределения ЭПГ которой ближе к спектрам верлитов и клинопироксенитов.

Достаточно неожиданным оказалось хорошее совпадение содержания Pt в дунитах и верлитах (порядка 0,06 г/т). Из этой оценки исключена аномальная проба флогопитового верлита X400, в которой установлено содержание Pt 0,72 г/т тонну (табл. б). Следует отметить, что в этой пробе также были обнаружены и минеральные формы ЭПГ, о чём будет подробно написано в следующем разделе. По распределению других ЭПГ породы оболочки отличаются от дунитов меньшим содержанием Ir, Ru и Rh и большим Pd (рис. 2.36).

На рис. 2.36 также приведены данные о содержании ЭПГ в пикробазальте и пикрите ачайваямской свиты. Как и следовало ожидать, распределение ЭПГ в этих породах имеет близкий характер. От дунитов они отличаются на порядок большим содержанием Pd и значительно меньшим содержанием Pt. В сравнении с верлитами,

вулканические породы содержат приблизительно такое же количество Pd, но в значительной мере обеднены Pt.

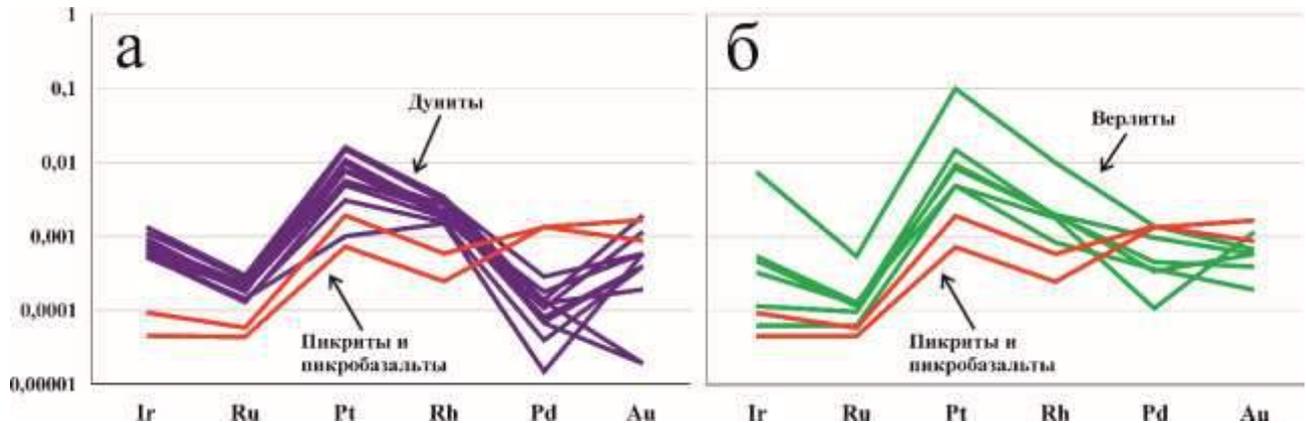


Рис. 2.36. Распределение ЭПГ и золота в породах Матыскенского массива и ачайваямской свиты. Нормализовано на примитивную мантию по (Sun, McDonough, 1989). Построено по данным из таблицы 6

Таблица 6

Содержание благородных металлов в породах Матыскенского массива и ачайваямской свиты, мг/т

№	Порода	Шифр	Ir	Ru	Pt	Rh	Pd	Au
1	Дунит	M420	3,67	1,35	119,00	3,20	0,54	0,02
2	Дунит	X210	2,34	0,92	78,30	1,96	0,33	0,40
3	Дунит	M352	2,13	1,01	107,00	2,71	0,50	0,20
4	Дунит	M400	2,62	1,18	56,70	2,44	0,27	0,02
5	Дунит	X182	2,38	1,10	71,70	1,67	0,55	2,00
6	Дунит	X196	4,45	1,52	119,00	2,96	1,14	0,60
7	Дунит	X187	3,13	1,00	55,80	1,78	0,71	0,60
8	Дунит	X275	1,93	0,98	40,90	2,05	0,28	0,40
9	Дунит	X250	1,74	0,75	7,30	1,36	0,06	0,60
10	Дунит	X236	1,91	0,72	22,00	1,41	0,16	0,40
11	Дунит	X349	1,82	0,66	35,30	1,64	0,44	1,20
12	Верлит	X374	1,54	0,60	110,00	1,77	1,84	0,40
13	Верлит	X395	1,07	0,64	61,30	1,84	3,88	0,60
14	Верлит	X400	25,00	2,83	721,00	9,34	5,47	0,70
15	Верлит	X362	0,21	0,32	35,50	0,77	1,45	0,20
16	Верлит	A159	0,38	0,50	67,60	1,83	1,36	0,60
17	Пикрит	3051	0,31	0,30	14,10	0,54	5,47	0,90
18	Пикробазальт	3047	0,15	0,23	5,33	0,23	5,42	1,70

На рис. 2.37 показаны результаты детального опробования участка в пределах западной части Матыскенского массива (сам участок отмечен на карте, см. рис. 2.3). На рис. 2.37а отмечены результаты анализа образцов «безрудного» дунита, а на рис. 2.37б – построенная по этим результатам карта, на которую нанесены результаты анализа

штупных проб. Последние были представлены дунитом, содержащим прожилки хромшпинелида. Важно отметить, что в пределах участка анализировались все замеченные в ходе полевого исследования рудные образцы. Таким образом, расположение крестиков на рис. 2.37б отражает распределение участков с наибольшим содержанием хромитовых прожилков в породе.

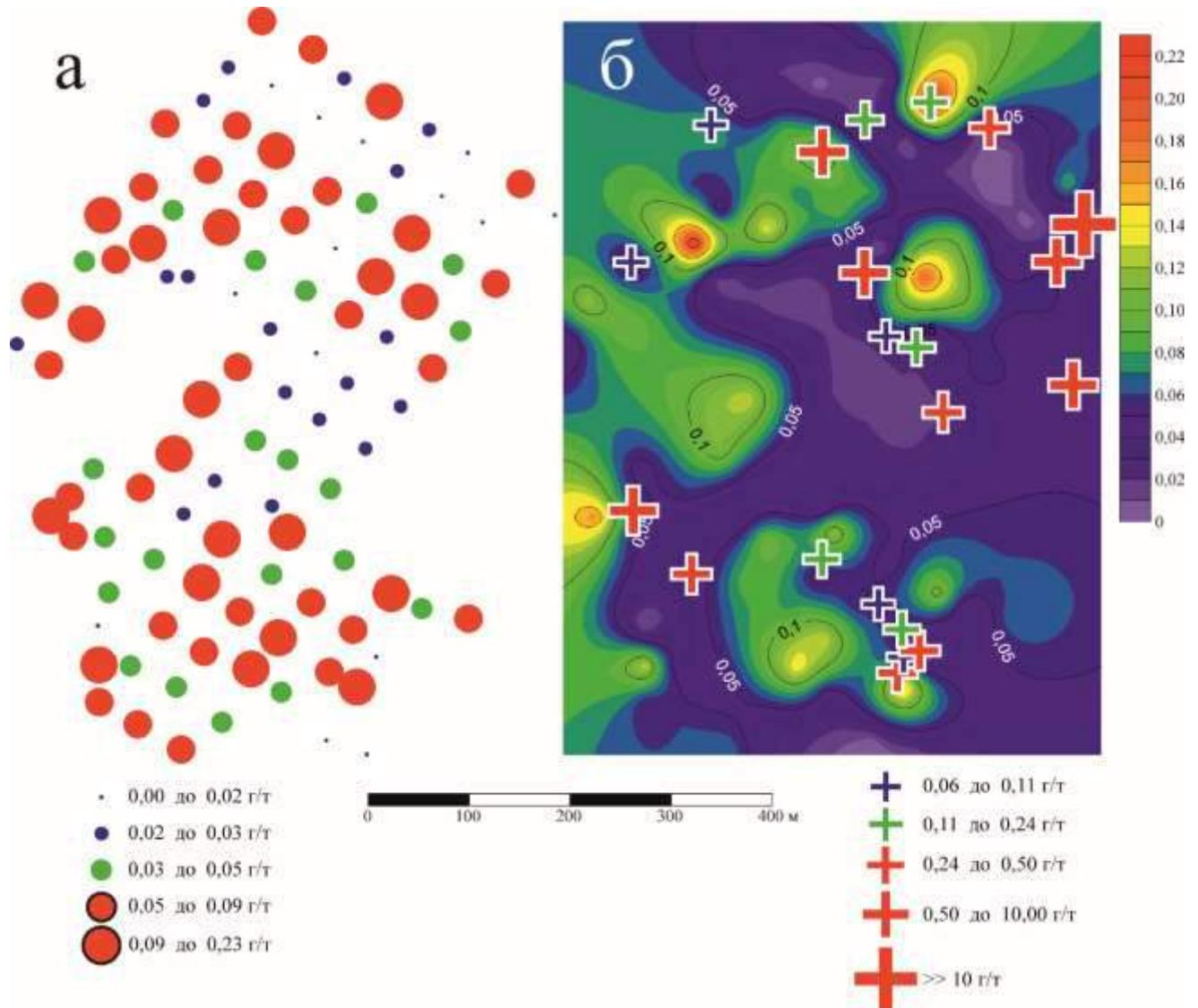


Рис. 2.37. Распределение Pt в пределах западного участка дунитового ядра Матыскенского массива (см. положение участка на рис. 2.3б); а – карта точек опробования, б – карта изолиний содержания Pt, построенная в программе Golden Software Surfer с нанесёнными точками штупного опробования обогащённых прожилками хромшпинелида дунитов

Из этой схемы становится понятно, что замеченные в ходе отбора проб скопления хромшпинелида тяготеют не к положительным аномалиям, а напротив – к участкам с фоновым, или даже пониженным содержанием Pt. (холодные тона на рис. 2.37б). Эти данные согласуются с наблюдениями, сделанными предшественниками на других

концентрически-зональных массивах. В частности, А.Г. Мочалов отмечал, что в пределах Гальмоэнанского массива богатые ЭПГ рудные зоны тяготеют к «светлому» дуниту, обеднённому Pt, в то время как обогащённые Pt «чёрные» дуниты не содержат значимых пунктов минерализации (Мочалов, 2013). Кроме того, присутствие обеднённого Pt дунита вокруг минерализованных зон в дунитах Нижнетагильского массива приводит Е.В. Пушкарёв с соавторами (Пушкарёв и др., 2007). Следует также отметить, что ширина отрицательных геохимических аномалий варьирует в интервале 50-100 м, что согласуется с данными, полученными Ю.А. Волченко для Нижнетагильского массива (Волченко и др., 2000).

Рассмотренные особенности состава базальтов и пикритов ачайваямской свиты вполне определённо указывают на их комагматичность гипотетическому расплаву, родоначальному для концентрически-зональных массивов. В числе этих особенностей:

- пространственная связь между вулканитами и массивами;
- сходство спектров распределения РЗЭ и других редких элементов в вулканитах и породах массивов;
- новые радиологические определения возраста массивов Таманваямской группы, в точности соответствующие известному по биостратиграфическим определениям предшественников возрасту вулканитов (кампан-маастрихт);
- высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в пикритах, пикробазальтах и некоторых базальтах, которое, наряду с высокой магнезиальностью, рядом исследователей рассматривается как один из основных признаков магм, способных играть роль расплавов, родоначальных для концентрически-зональных массивов (Пушкарёв, 2015).

Полученные данные в общих чертах согласуются и дополняют взгляды ряда исследователей, работавших как на территории Корякского нагорья (Разумный, 2000ф, *Batanova et al.*, 2005), так и других регионов, в частности – Уральского (Ферштаттер, 2013; Пушкарёв и др., 2015) и Монгольского (Изох и др., 2007; Оюнчимэг и др., 2009).

Дуниты, породы клинопироксенит-верлитовой оболочки и габброиды массивов образуют единую группу генетически связанных между собой пород. Кроме самого очевидного доказательства – пространственного совмещения тел, сложенных этими породами в концентрически-зональных массивах всего мира, это подтверждается рядом других наблюдений. У дунитов и пород оболочки присутствует ряд общих

минералогических и геохимических особенностей, таких, как:

– абсолютное преобладание в их составе клинопироксена над ортопироксеном (последний вообще отсутствует), присутствие интерстициального амфибола, отвечающего паргаситу, и флогопита;

– развитие в оливине структур распада, сложенных диопсидом, магнетитом, хромшпинелидом, амфиболом флогопитом;

– последовательное увеличение содержания РЗЭ и большей части других малых компонентов в породах по мере роста содержания SiO_2 от дунитов до габброидов с сохранением общей формы спектров распределения;

– близкий характер распределения элементов платиновой группы в дунитах, верлитах и клинопироксенитах. Существенное отличие заключается только в относительной обогащённости последних двух типов пород Pd.

Таким образом, существуют все основания полагать, что дуниты представляют собой единое целое с остальными породами концентрически-зональных массивов. Это, разумеется, не решает проблему с механизмом их образования, однако, является косвенным аргументом в пользу магматогенных гипотез формирования массивов, предполагающих, что они в своём первоначальном виде представляли собой результат дифференциации пикритового расплава в динамических условиях.

Рассмотрение распределения элементов платиновой группы также позволило обнаружить интересные закономерности. Первая из них заключается в том, что скопления хромшпинелида, как «пустые», так и содержащие значительные количества Pt, тяготеют к участкам дунита с пониженным фоновым содержанием этого элемента. Эти данные согласуются со сведениями, полученными рядом предшественников на других концентрически-зональных массивах (Волченко и др., 2000; Пушкарёв и др., 2007; Мочалов, 2013).

ГЛАВА 3. АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Для понимания генезиса хромит-платиновых рудных зон минералы россыпей представляют несколько меньший интерес, чем коренные проявления. Однако, в определённом смысле изучение россыпных ассоциаций является даже более мощным инструментом – они являются представительной выборкой зёрен из различных частей массива, вскрытых на современном уровне денудационного среза, и позволяют полноценно охарактеризовать все диапазоны составов МПГ, присущие тому или иному массиву. Кроме того, сопоставление минералов россыпей и предполагаемых коренных источников показало, что между ними наблюдается соответствие, а значит, интересные с генетической точки зрения наблюдения над минералами россыпей можно экстраполировать на коренную минерализацию. Разумеется, для такого подхода существуют ограничения: многие минералы, такие как сульфиды (за исключением минералов ряда лаурит-эрликманит), арсениды, теллуриды, являются менее устойчивыми, к окислительным процессам и механической деформации по сравнению с Pt-Fe и Os-Ir-Ru минералами, и потому сохраняются в россыпях только в виде включений в устойчивых минералах. Поэтому, основные выводы будут базироваться на изучении коренной минерализации.

3.1 Минералы платиновой группы россыпных проявлений

С каждым из массивов Эпильчикской и Таманвямской группы, наряду с коренными, связаны россыпные проявления МПГ: с Итчайвямским массивом связаны проявления рек Каменистая и Итчайвям, с Эпильчикским – проявления рек Снеговая и Ватына, с Матыскенским – проявления ручья хромшпинелидовый, рек Матыскен и Снеговая, с массивами Таманвямской группы – золото-платиновая россыпь ручья Прижимный, а также единичные находки МПГ в других водотоках в пределах всей территории развития массивов группы. В данном разделе приведено краткое описание морфологических особенностей россыпной платины. Особенности её состава будут рассмотрены далее, совместно с составами платины коренных проявлений.

Морфологические особенности россыпной платины

Согласно теоретическим представлениям, форма зёрен платины находится в зависимости от расстояния между предполагаемым источником и местом опробования аллювиальных отложений. Это правило, в целом, подтверждается и в случае рассматриваемых проявлений. Наибольшая сохранность первичных морфологических признаков присуща зёрнам из аллювиальных отложений рек Снеговая и Ватына, расположенных в пределах 2-х км от контура массива. Эти зёрна во многих случаях обладают идиоморфной огранкой (рис. 3.1а-в), а в некоторых случаях можно наблюдать кубические кристаллы, совершенно не подверженные механической деформации (рис. 3.1а). Кроме того, в этом проявлении встречены единичные зёрна самородного осмия, представленные комбинацией пинакоида и гексагональной призмы (рис. 3.1б). Другой важный признак – сохранность кайм вторичных минералов, а именно, тетраферроплатины и туламинита – также сильно проявлен в зёрнах из рек Снеговая и Ватына.

В случае с россыпными проявлениями Итчайваямского массива, также расположенного в контуре массива, можно встретить зёрна с первичными морфологическими признаками (рис. 3.1г-е), однако здесь они уже менее выражены. Каймы также встречаются, однако, в случае с реками Итчайваям и Каменистая, они представлены куперитом.

Для зёрен проявления реки Матыскен, в пределах которого платина была обнаружена на расстоянии от 4-х до 12-ти км от массива, характерна значительно большая степень окатанности (рис. 3.1ж-и). Зёрна с хорошо заметными гранями куба (рис. 3.1ж, з) встречаются редко, так же, как и зёрна с каймами тетраферроплатины и туламинита.

Наименьшая окатанность характерна для зёрен платины из россыпи ручья Прижимный (рис. 3.1к-м). Здесь не были встречены зёрна, по форме которых можно было бы предположить особенности кристаллической огранки индивидов.

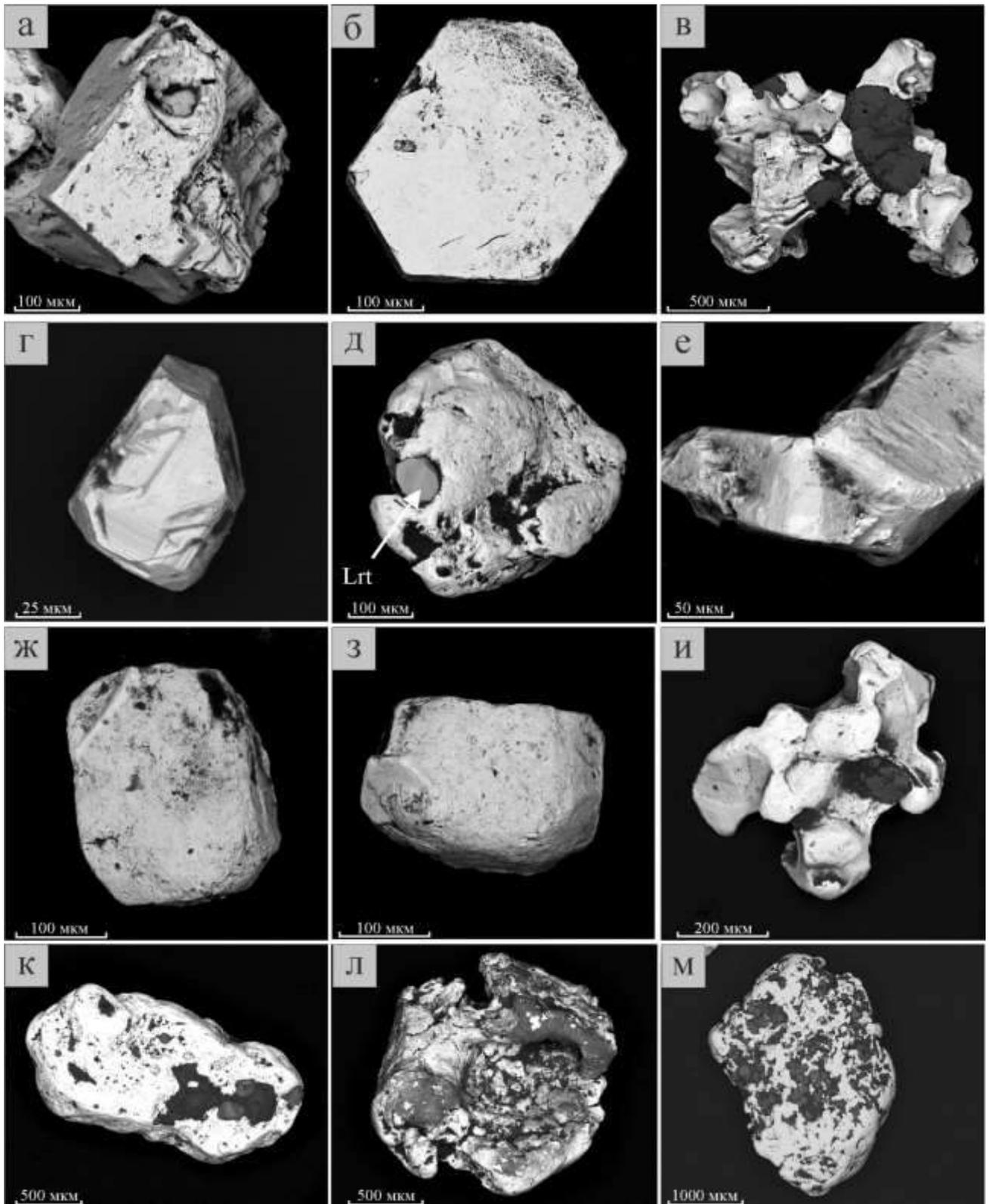


Рис. 3.1. Зёрна платины из россыпных проявлений, приуроченных к массивам Таманваямской и Эпильчикской групп; а-в – реки Снеговая и Ватына (Эпильчикской массив), г-е – реки Каменистая и Итчайваям (Итчайваямский массив), ж-и – реки Матыскен (Матыскенский массив), к-м – ручья Прижимный (массивы Таманваямской группы). а – кубический кристалл изоферроплатины, б – пинакоидальный кристалл самородного осмия, в – срастание платины и хромшпинелида, г – идиоморфный кристалл платины с фигурами роста, д – включение лаурита (Lrt) в окатанном зерне платины, е – срастание идиоморфных кристаллов платины, ж, и – срастание кубического кристалла платины с самородным

3.2 Минералы платиновой группы и особенности их состава

Самородные металлы и интерметаллиды

Минералы системы Pt-Fe. Одним из ключевых признаков, присущих концентрически-зональным массивам и отличающим их от офиолитовых гипербазитов и расслоенных интрузий, является преобладание над остальными МПГ железо-платиновых минералов. Среди последних, по существующей классификации, выделяются следующие минералы: самородная платина (Pt,Fe), изоферроплатина (Pt₃Fe) и тетраферроплатина (PtFe). Два первых минерала представляют собой кубические твёрдые растворы. Согласно наиболее часто используемой классификации (Cabri, Feather, 1975), граница между ними проводится по содержанию 20 ат. % Fe. Однако, эта граница несколько условна, так как состав изоферроплатины (пространственная группа *Fm3m* с упорядоченным расположением атомов железа и платины) может значительно отличаться от стехиометричного и перекрывать поле составов самородной платины (пространственная группа *Pt3m* с неупорядоченным расположением атомов железа и платины). Для решения этой проблемы, некоторые зёрна были изучены методом рентгеновской дифракции. Результаты этого исследования показали, что для платины из россыпных проявлений значение в 20 ат. % Fe действительно оказалось границей между рассматриваемыми минеральными видами; поэтому, в настоящей работе граница будет проводиться по этому принципу.

Сопоставление составов кубических Fe-Pt минералов из различных массивов и водотоков позволило выявить значимые отличия между объектами. Изоферроплатина преобладает в коренных и россыпных проявлениях массивов Матыскен и Эпильчик, а также в проявлении реки Каменистая. В проявлении реки Итчайваям и россыпи ручья Прижимный более широким распространением пользуется самородная платина (рис. 3.2, табл. 7).

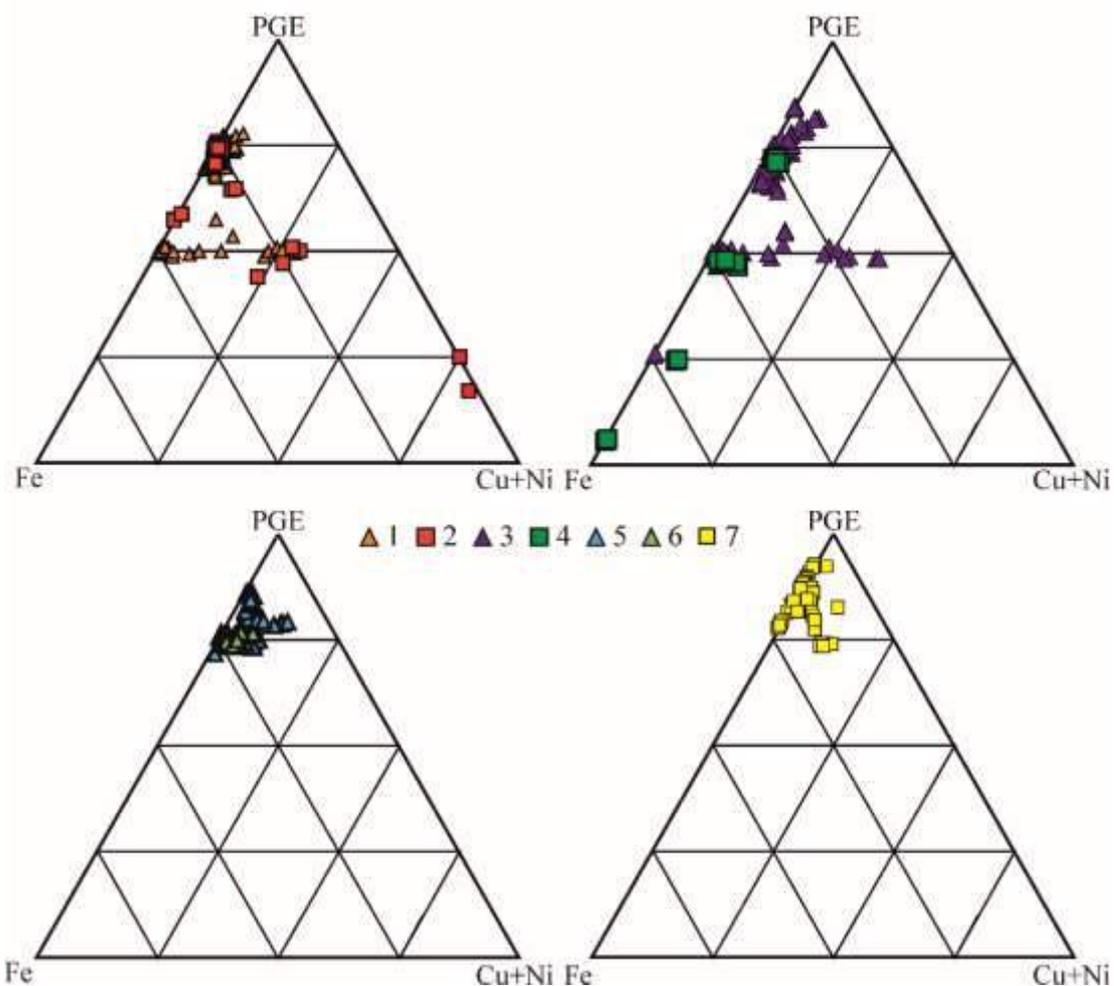


Рис. 3.2. Тройные диаграммы составов Pt-Fe минералов. Треугольничками отмечены минералы россыпей, квадратиками – коренных проявлений. 1 – река Матыскен, 2 – Матыскенский массив, 3 – реки Снеговая и Ватына, 4 – массив Эпильчик, 5 – река Итчайваям, 6 – река Каменистая, 7 – ручей Прижимный

Среди основных примесей в изоферроплатине и самородной платине находятся Cu, Ni, Pd, Rh и Ir. Примесь Ru на уровне 0,1-0,5 мас. % является достаточно обычной, однако проявляется спорадически, может сильно варьировать в пределах одного зерна и потому представляет меньший интерес. Примесь Os встречается крайне редко, и, вероятно, является результатом наложения спектров тонких ламелей самородного осмия, которые не всегда бывают заметны при работе на электронном микроскопе, на спектр платины.

Составы кубических Pt-Fe минералов

№	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Сумма	Формула
Матыскенский массив, коренные											
1	8,57	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	2,04	88,36	99,35	(Pt _{2,94} Ir _{0,07}) _{3,01} Fe _{0,99}
2	8,52	н/о	н/о	н/о	н/о	0,91	н/о	2,54	87,61	99,60	(Pt _{2,88} Ir _{0,08} Pd _{0,05}) _{3,02} Fe _{0,98}
3	8,49	н/о	0,48	0,56	н/о	н/о	н/о	3,00	87,87	100,56	(Pt _{2,85} Ir _{0,10} Cu _{0,05} Ru _{0,04}) _{3,04} Fe _{0,96}
4	8,44	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	3,36	87,56	99,70	(Pt _{2,91} Ir _{0,11}) _{3,02} Fe _{0,98}
5	8,59	н/о	0,69	н/о	н/о	0,93	н/о	1,76	87,95	100,18	(Pt _{2,85} Ir _{0,06} Pd _{0,06}) _{3,03} Fe _{0,97}
Матыскенский массив, река Матыскен											
6	8,69	0,34	0,46	0,34	0,30	н/о	н/о	1,04	89,39	100,57	(Pt _{2,87} Ir _{0,03} Cu _{0,05} Ru _{0,02}) _{3,03} Fe _{0,97}
7	10,75	0,16	0,83	0,44	0,57	1,31	н/о	0,57	86,27	100,91	(Pt _{2,62} Ir _{0,02} Pd _{0,07}) _{2,86} Fe _{1,14}
8	7,64	н/о	1,07	0,31	н/о	н/о	н/о	3,07	87,59	99,67	(Pt _{2,89} Ir _{0,10} Cu _{0,11} Ru _{0,02}) _{3,12} Fe _{0,88}
9	9,78	0,14	0,62	н/о	0,42	н/о	н/о	2,72	86,69	100,37	(Pt _{2,74} Ir _{0,09} Cu _{0,06}) _{2,92} Fe _{1,08}
10	10,32	н/о	0,94	0,59	0,55	0,76	н/о	2,45	84,54	100,15	(Pt _{2,61} Ir _{0,08} Pd _{0,04}) _{2,89} Fe _{1,11}
Эпильчикский массив, коренные											
11	7,39	0,14	2,44	0,31	н/о	1,13	н/о	2,15	85,03	98,60	(Pt _{2,75} Ir _{0,07} Pd _{0,07}) _{3,16} Fe _{0,84}
12	8,88	н/о	1,56	0,24	0,19	0,61	н/о	1,17	85,70	98,35	(Pt _{2,75} Ir _{0,04} Pd _{0,04}) _{3,00} Fe _{1,00}
13	8,53	0,11	1,12	н/о	1,14	0,79	н/о	1,38	86,86	99,92	(Pt _{2,77} Ir _{0,04} Pd _{0,05}) _{3,05} Fe _{0,95}
14	9,20	н/о	1,28	0,13	0,58	0,43	н/о	0,37	88,55	100,53	(Pt _{2,79} Ir _{0,01} Pd _{0,02}) _{2,99} Fe _{1,01}
15	8,10	0,20	0,86	0,27	0,70	0,71	н/о	2,35	87,58	100,79	(Pt _{2,81} Ir _{0,08} Pd _{0,04}) _{3,09} Fe _{0,91}
Эпильчикский массив, река Снеговая											
16	10,81	н/о	0,51	н/о	0,61	0,50	н/о	0,71	86,85	99,99	(Pt _{2,69} Ir _{0,02} Pd _{0,03}) _{2,83} Fe _{1,17}
17	8,50	н/о	н/о	0,31	0,26	0,46	н/о	0,65	88,95	99,13	(Pt _{2,93} Ir _{0,02} Pd _{0,03}) _{3,02} Fe _{0,98}
18	8,94	н/о	н/о	0,67	0,57	0,60	н/о	0,77	87,87	99,42	(Pt _{2,85} Ir _{0,03} Pd _{0,04}) _{2,99} Fe _{1,01}
19	6,60	н/о	0,87	н/о	н/о	1,51	н/о	6,92	83,18	99,08	(Pt _{2,80} Ir _{0,24} Pd _{0,09}) _{3,22} Fe _{0,78}
20	10,10	0,18	0,65	н/о	0,64	0,48	н/о	1,45	85,09	98,59	(Pt _{2,69} Ir _{0,05} Pd _{0,03}) _{2,88} Fe _{1,12}
Итчайваямский массив, река Итчайваям											
21	7,04	н/о	1,71	н/о	0,75	1,08	н/о	н/о	88,35	98,93	(Pt _{2,91} Pd _{0,07}) _{3,19} Fe _{0,81}
22	8,20	н/о	0,81	н/о	0,43	1,39	н/о	н/о	88,09	98,92	(Pt _{2,87} Pd _{0,08}) _{3,07} Fe _{0,93}
23	6,47	н/о	1,91	н/о	н/о	2,77	н/о	н/о	87,89	99,04	(Pt _{2,90} Ir _{0,00} Pd _{0,17}) _{3,26} Fe _{0,74}
24	4,48	н/о	1,64	н/о	0,90	1,14	н/о	0,62	90,91	99,69	(Pt _{3,13} Ir _{0,02} Pd _{0,07}) _{3,46} Fe _{0,54}
25	3,93	н/о	0,82	н/о	0,23	0,84	н/о	0,61	92,73	99,16	(Pt _{3,32} Ir _{0,02} Pd _{0,06}) _{3,51} Fe _{0,49}
Итчайваямский массив, река Каменистая, россыпь											
26	7,91	н/о	1,26	н/о	н/о	н/о	0,19	н/о	90,33	99,69	(Pt _{2,96} ICu _{0,13} Ru _{0,00}) _{3,09} Fe _{0,91}
27	7,87	н/о	1,47	н/о	0,52	0,54	н/о	1,10	88,60	100,10	(Pt _{2,87} Ir _{0,04} Pd _{0,03}) _{3,11} Fe _{0,89}
28	8,07	н/о	0,94	н/о	0,26	1,19	н/о	н/о	87,54	98,00	(Pt _{2,89} IrPd _{0,07}) _{3,07} Fe _{0,93}
29	7,33	0,18	1,54	н/о	н/о	1,00	н/о	0,82	87,17	98,04	(Pt _{2,89} Ir _{0,03} Pd _{0,06}) _{3,15} Fe _{0,85}
30	8,14	0,23	0,57	н/о	н/о	н/о	н/о	1,51	89,16	99,61	(Pt _{2,93} Ir _{0,05} Cu _{0,06}) _{3,07} Fe _{0,93}
Массивы Таманваямской группы, ручей Прижимный											
31	4,62	н/о	н/о	0,38	0,98	н/о	1,07	1,61	89,94	98,61	(Pt _{3,23} Ir _{0,06}) _{3,42} Fe _{0,58}
32	7,76	н/о	1,26	0,52	н/о	1,08	н/о	0,27	87,30	98,19	(Pt _{2,87} Ir _{0,01} Pd _{0,07}) _{3,11} Fe _{0,89}
33	6,13	н/о	2,68	н/о	н/о	2,75	н/о	н/о	87,61	99,17	(Pt _{2,87} Pd _{0,16}) _{3,30} Fe _{0,70}
34	8,31	н/о	н/о	0,58	0,46	0,42	н/о	2,23	86,18	98,34	(Pt _{2,85} Ir _{0,07} Pd _{0,03}) _{3,02} Fe _{0,96}
35	7,48	н/о	1,22	н/о	0,47	1,76	н/о	0,46	88,16	99,80	(Pt _{2,86} Ir _{0,02} Pd _{0,10}) _{3,13} Fe _{0,85}

Примечание. Анализы 11, 19, 21, 23-27, 29, 31-33, 35 – самородная платина, все остальные анализы – тетраферроплатина. Для более удобного сопоставления, все составы рассчитаны на формулу изоферроплатины (4 атома)

Для Матыскенского массива и связанных водотоков характерна изоферроплатина с близким к стехиометрическому содержанием Fe (от 20 до 34 ат. % при среднем 25,5 ат. %), самым высоким содержанием Ir (до 7 ат. % при среднем 1,7 ат. %), низкими содержаниями Cu (до 4 ат. %). При этом, как видно из диаграммы (рис. 3.2), для составов россыпной платины характерен большой разброс точек. Платина Эпильчикского массива и сопряжённых водотоков характеризуется близким к платине Матыскенского массива содержанием Fe при отклонении ряда составов в сторону самородной платины (от 15 до 32 ат. % при среднем 24,1 ат. %) и несколько большим содержанием Cu (до 6 ат. %). При этом, так же, как и в случае с Матыскенским массивом, для Эпильчикского массива характерны различия в составах коренной и россыпной платины: среди последней выделяется ряд составов, отклоняющихся от стехиометрической изоферроплатины.

Для водотоков, сопряжённых с Итчайваямским массивом, характерна значительная доля самородной платины – содержание Fe здесь составляет от 7 до 27 ат. % при среднем значении 20,2 ат. % при самом высоком содержании меди (до 8 ат. %). Различия между минералами рек Итчайваям и Каменистая достаточно высоки: среднее содержание Fe в первой составляет 18,3 ат. %, а для второй – 22,2 ат. %. Содержания Cu значительно выше в платине из реки Итчайваям (рис. 3.3). Платина из россыпи ручья Прижимный в общих чертах близка к платине, связанной с Итчайваямским массивом. Для неё также характерны составы, отклоняющиеся в сторону самородной платины (содержание Fe от 7 до 25 ат. % при среднем содержании 15 ат. %), высокое, в отдельных зёрнах, содержание Cu (до 7 ат. %).

Отдельного рассмотрения заслуживает изоморфизм в кубических Pt-Fe минералах. На рис. 3.3 показаны вариации содержания Cu и Fe в зёрнах платины. Как видно из рис. 3.3а, б, распределение Cu имеет достаточно сложный характер. Для большей наглядности, на рис. 3.3в, г отдельно вынесены составы платины из проявлений рек Итчайваям и Каменистая. Для составов с содержанием Fe в 17 и более ат. % наблюдается отрицательная корреляция между Cu и Fe, которая говорит об изоморфизме этих элементов. Для той же группы составов на диаграмме в координатах Cu-ЭПГ (рис. 3.3) корреляция не проявлена. Для низкожелезистых минералов (<17 ат. % Fe), напротив, наблюдается положительная корреляция между Cu и Fe и отрицательная – между Cu и ЭПГ. Таким образом, в случае низкожелезистых минералов, Cu замещает ЭПГ.

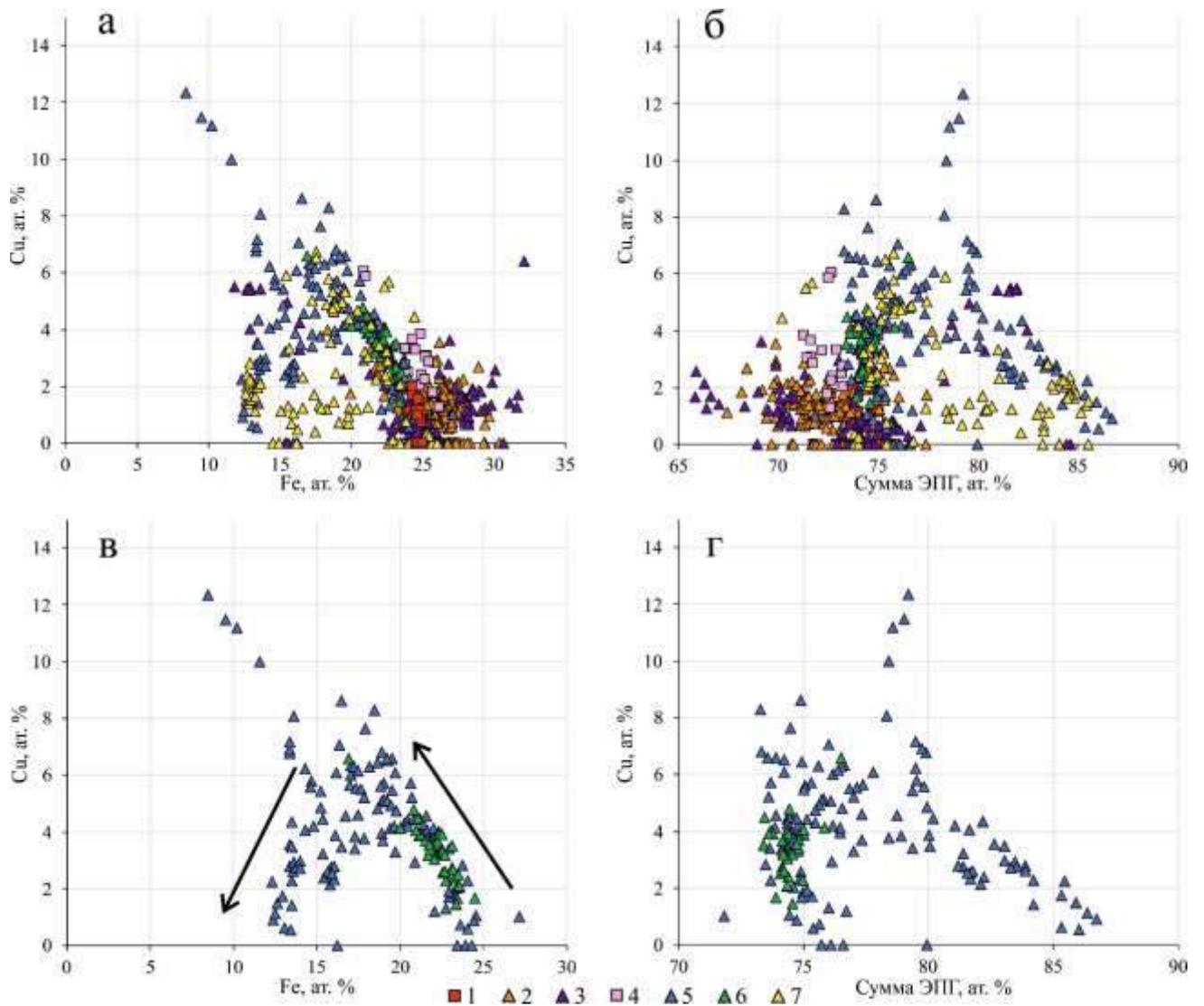


Рис. 3.3. Бинарные диаграммы составов самородной платины и изоферроплатины в координатах Fe-Cu (а, в) и PGE (б-г). 1 – коренные руды Матыскенского массива, 2 – проявление р. Матыскен, 3 – проявления р. Снеговая и Ватына, 4 – коренные руды Эпильчикского массива, 5 – проявление р. Итчайваям, 6 – проявление р. Каменистая, 7 – россыпь ручья Прижимный

Из каждой группы, отражённой на рис. 3.3в, г, были выбраны зёрна для рентгенофазового анализа. Как оказалось, минералы с изоморфизмом Cu-Fe отвечают изоферроплатине, а минералы с изоморфизмом Cu-ЭПГ – самородной платине. При этом, высокожелезистые (>25 ат. % Fe) зёрна платины из проявлений, связанных с массивами Матыскен и Эпильчик, а также некоторые зёрна из россыпи ручья Прижимный не подчиняются этой закономерности (рис. 3.3а, б). По всей видимости, описанная для зёрен из рек Итчайваям и Каменистая корреляция является частным случаем, а изоморфизм в кубических Pt-Fe минералах протекает по более сложным схемам, замещением как Cu-ЭПГ, так и Cu-Fe. Возможным объяснением этого является существование

высокожелезистых минералов с неупорядоченной кубической решёткой, отвечающих железистой платине (Malitch, Thalhammer, 2002), и вероятной связи между путями изоморфизма в Pt-Fe минералах со степенью упорядоченности структуры, что подтверждается приведёнными выше данным, но на настоящий момент остаётся вопросом, требующим дальнейшего изучения.

Нанесение содержания примесей ЭПГ в кубических Pt-Fe минералах на тройную диаграмму (рис. 3.4) показало, что между массивами существуют вариации, которые, однако, не всегда имеют явный характер. Следует отметить, что данный способ сравнения имеет некоторые ограничения, так как на диаграмме отражаются не абсолютные содержания ЭПГ (которые не превышают первых ат. %), а их соотношения.

В случае Матыскенского массива, некоторая часть анализов коренной и россыпной платины попала в существенно иридистую область (см. рис. 3.4). При этом, среднее содержание Ir в коренной платине значительно выше – 2,3 ат.% против 1,3 ат. % в россыпной. В россыпной платине также выделяется группа составов, обогащённых Rh и Pd. Среднее содержание этих металлов составляет 0,5 ат. % Rh и Pd в россыпной при 0,1 ат. % Rh и 0,2 ат. % Pd в коренной платине. В целом, среди рассматриваемых объектов, для Матыскенского массива характерно наименьшее содержание Rh и Pd.

Противоположная ситуация наблюдается в случае с Эпильчикским массивом, где более иридистые зёрна преобладают в россыпной ассоциации (среднее содержание 2,0 ат. % Ir против 1,0 ат. % в зёрнах коренных проявлений). Содержания Rh и Pd находятся примерно на одном уровне, значительно большем, чем в случае с Матыскенским массивом (1,0 ат. % Rh и 0,8 ат. % Pd в россыпных при 0,9 ат. % Rh и 1,1 ат. % Pd в коренных минералах).

В россыпных проявлениях, связанных с Итчайваямским массивом, кубические Pt-Fe минералы содержат меньшую примесь Ir (0,5 ат. для р. Итчайваям и 0,6 ат. % для реки Каменистая), однако, в проявлении р. Итчайваям встречаются единичные зёрна, обогащённые этим элементом. Ярким отличием платины р. Итчайваям является высокое содержание в ней Pd (среднее 1,9 ат. % при 5,4 ат. % в отдельных анализах).

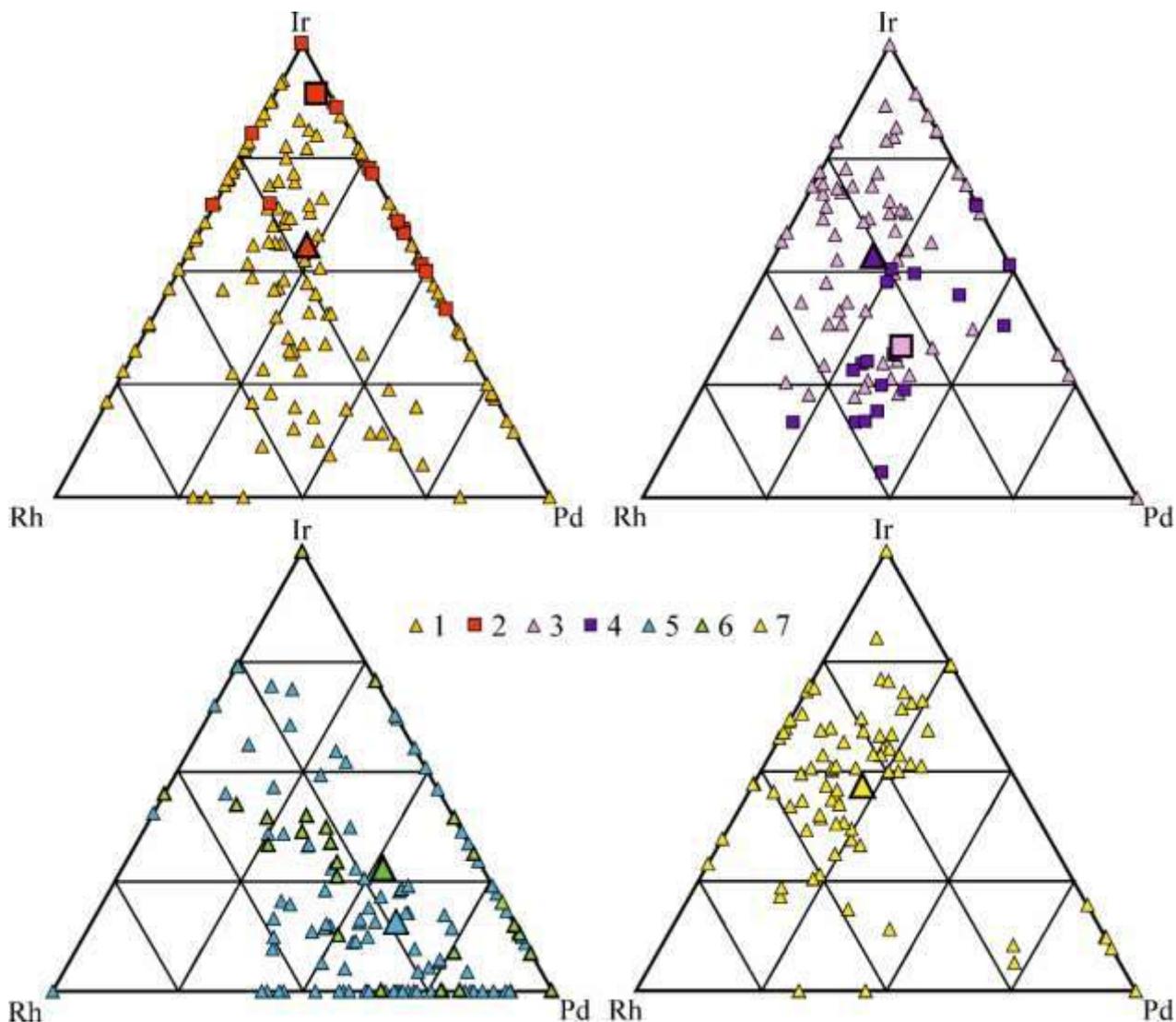


Рис. 3.4. Диаграммы содержания примесей в кубических Pt-Fe минералах: а – тройная диаграмма, отражающая соотношение примесей Ir, Rh и Pd в кубических Pt-Fe минералах, б, в – бинарные диаграммы в ат. %. 1 – проявление реки Матыскен, 2 – хромшпинелидовые скопления Матыскенского массива, 3 – проявление р. Снеговая, 4 – хромшпинелидовые скопления Эпильчикского массива, 5 – проявление реки Итчайваям, 6 – проявление реки Каменистая, 7 – россыпь ручья Прижимный. Укрупнённые значки соответствуют средним составам минералов

Как было показано при рассмотрении вариаций кубических Pt-Fe минералов по основным компонентам, платина россыпи ручья Прижимный по соотношению Pt, Fe и Cu наиболее близка к платине проявления реки Итчайваям. По содержанию примеси других PGE, однако, она оказалась наиболее похожей на платины проявления реки Снеговая. Среднее содержания Rh и Pd в ней составляет 1,1 и 0,8 ат. % соответственно.

Достаточно редкий случай представляет совместное нахождение изоферроплатины и самородной платины. Самородная платина либо формирует краевые зоны в зёрнах изоферроплатины из поликристаллического агрегата (рис. 3.5а), либо слагает в ней

участки сложной формы (рис. 3.5б). В последнем случае, самородная платина также незначительно обогащена Rh и Pd относительно изоферроплатины.

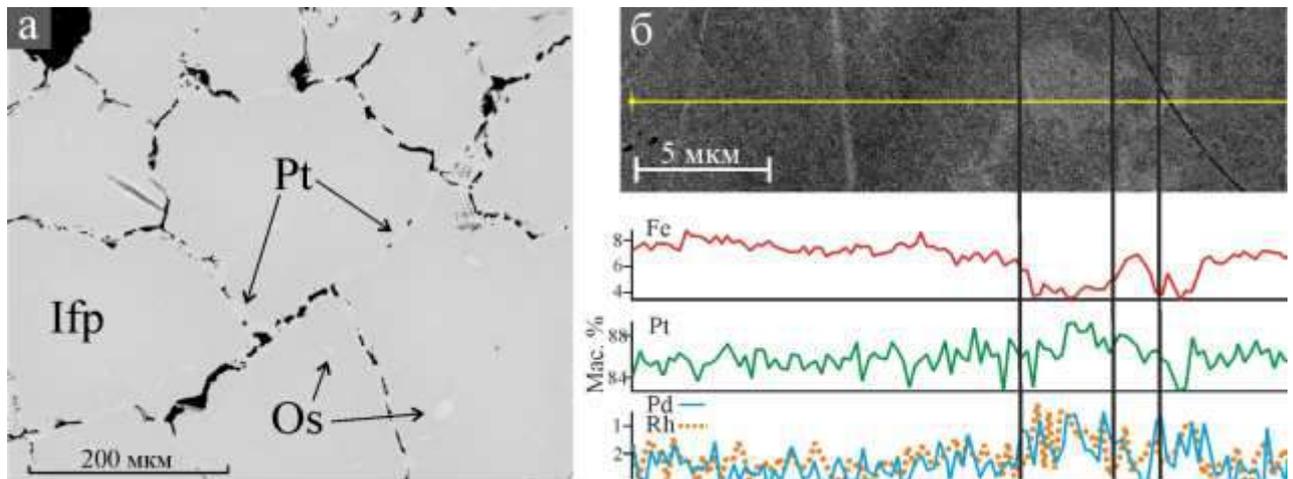


Рис. 3.5. Взаимоотношение самородной платины и изоферроплатины: а – участки самородной платины в краевых частях зёрен поликристаллического агрегата изоферроплатины из россыпи ручья Прижимный; на рис. также видны включения самородного осмия, б – участок самородной платины в зерне изоферроплатины из россыпного проявления реки Итчайваям, внизу показаны ЭДС-профили по зерну. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

Минералы группы тетраферроплатины – тетраферроплатина ($PtFe$), туламинит (Pt_2CuFe) и никельферроплатина (Pt_2NiFe) встречены только в пределах массивов Матыскен и Эпильчик, а также сопряжённых с ними водотоков, где они распространены очень широко. Для этих минералов характерны отношения элементов, близкие к стехиометрическим, при этом, ряд составов попадает в промежуточную область между тетраферроплатиной и туламинитом (рис. 3.3). Наряду с минералами группы тетраферроплатины, был встречен хонгшит ($PtCu$), малый размер зёрен которого позволил сделать только полуколичественное определение состава. Кроме того, в Эпильчикском массиве, как в россыпной, так и в коренной платине было обнаружено соединение состава Fe_3Pt , самородное железо, содержащее примесь Pt в первые мас. %, а также, лишённые значительных примесей самородное железо и медь. Таким образом, в ряду Pt-Fe минералов наблюдаются составы от самородной платины до самородного железа. Кроме того, в серпентиновой прожилке из дунитов Матыскенского массива была сделана единичная находка соединения с приблизительным составом Cu_4Pt .

Описанные неназванные интерметаллиды в природе встречаются исключительно редко. Единственное найденное в доступной литературе описание соединения состава Fe_3Pt относится к минерализации в дунит-гарцбургитовых массивах штата Орегон

(Stockman, Hlava, 1986). Кроме того, оно было встречено в россыпях Сейнав-Гальмознанского узла (устное сообщение Е.Г. Сидорова). Более распространённым является соединение Cu_3Pt , описанное в дунит-гарцбургитовых массивах Корякского нагорья (Дистлер и др, 1986), в пределах Гальмознанского массива (Толстых, 2004) и массивов Уральского платиноносного пояса (Степанов, 2018). В работе (Дистлер и др., 1986), также приводится описание неназванных соединений состава Fe_2CuPt и Cu_3Pt , встреченные в офиолитовых гипербазитах Корякского нагорья.

Таблица 8

Составы тетраферроплатины и сопутствующих интерметаллидов, мас. %

№	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Сумма	Формула
Матыскенский массив, коренные											
1	11,41	0,71	13,45	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	74,57	100,14	$\text{Pt}_{0,47}(\text{Cu}_{0,26}\text{Fe}_{0,26}\text{Ni}_{0,01})_{0,53}$
2	19,4	1,19	2,22	н/о	н/о	н/о	н/о	2,49	75,10	100,40	$(\text{Pt}_{0,48}\text{Ir}_{0,02})(\text{Fe}_{0,43}\text{Cu}_{0,04}\text{Ni}_{0,03})_{0,50}$
3	11,81	5,65	5,26	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	77,30	100,02	$\text{Pt}_{0,50}(\text{Cu}_{0,11}\text{Fe}_{0,27}\text{Ni}_{0,12})_{0,50}$
4	21,68	н/о	0,71	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	77,74	100,13	$\text{Pt}_{0,50}(\text{Fe}_{0,49}\text{Cu}_{0,01})_{0,50}$
5	13,06	3,37	6,97	н/о	н/о	н/о	н/о	1,07	76,26	100,73	$(\text{Pt}_{0,49}\text{Ir}_{0,01})(\text{Fe}_{0,29}\text{Cu}_{0,14}\text{Ni}_{0,07})_{0,50}$
Матыскенский массив, река Матыскен											
6	11,6	1,01	10,39	0,31	н/о	н/о	н/о	н/о	75,19	98,50	$\text{Pt}_{0,50}(\text{Fe}_{0,27}\text{Cu}_{0,21}\text{Ni}_{0,02})_{0,50}$
7	13,73	1,03	2,79	0,5	н/о	н/о	н/о	н/о	80,14	98,61*	$(\text{Pt}_{0,56}\text{Ru}_{0,01})_{0,57}(\text{Fe}_{0,34}\text{Cu}_{0,06}\text{Ni}_{0,02}\text{Co}_{0,01})_{0,43}$
8	16,28	1,21	5,35	0,23	н/о	н/о	н/о	0,16	76,95	100,20	$\text{Pt}_{0,50}(\text{Fe}_{0,37}\text{Cu}_{0,10}\text{Ni}_{0,03})_{0,50}$
9	20,63	н/о	1,74	н/о	0,33	0,37	н/о	2,82	73,02	98,91	$(\text{Pt}_{0,47}\text{Ir}_{0,03})_{0,49}(\text{Fe}_{0,47}\text{Cu}_{0,03})_{0,50}$
10	21,59	н/о	0,4	0,34	н/о	н/о	н/о	0,74	75,54	98,61	$(\text{Pt}_{0,49}\text{Ir}_{0,01})_{0,50}(\text{Fe}_{0,49}\text{Cu}_{0,01})_{0,50}$
Эпильчикский массив, коренные											
11	21,08	н/о	3,57	н/о	0,65	0,49	н/о	0,45	72,9	99,14	$(\text{Pt}_{0,46}\text{Pd}_{0,01}\text{Rh}_{0,01})_{0,48}(\text{Fe}_{0,45}\text{Cu}_{0,07})_{0,52}$
12	21,82	н/о	1,95	0,21	0,61	0,35	0,2	0,22	74,12	99,49	$(\text{Pt}_{0,47}\text{Rh}_{0,01})_{0,48}(\text{Fe}_{0,48}\text{Cu}_{0,04})_{0,52}$
13	22,18	0,11	0,18	0,19	н/о	0,9	н/о	1,36	73,45	98,38	$(\text{Pt}_{0,46}\text{Ir}_{0,01}\text{Pd}_{0,01})_{0,49}\text{Fe}_{0,50}$
14	43,19	1,02	2,57	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	53,42	100,20	$\text{Pt}_{0,99}(\text{Fe}_{2,80}\text{Cu}_{0,15}\text{Ni}_{0,06})_{3,01}$
15	78,18	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	2,84	14,24	95,26	$\text{Fe}_{0,94}\text{Pt}_{0,05}\text{Ir}_{0,01}$
16	100,10	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	100,10	Fe
Эпильчикский массив, река Снеговая											
17	22,94	н/о	1,64	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	76,36	100,94	$\text{Pt}_{0,47}(\text{Fe}_{0,50}\text{Cu}_{0,03})_{0,53}$
18	23,42	н/о	1,28	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	76,12	100,82	$\text{Pt}_{0,47}(\text{Fe}_{0,51}\text{Cu}_{0,02})_{0,53}$
19	43,55	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	54,68	98,23	$\text{Fe}_{2,96}\text{Pt}_{1,04}$
20	44,53	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	56,07	100,60	$\text{Fe}_{2,96}\text{Pt}_{1,04}$
21	44,97	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	54,89	99,86	$\text{Fe}_{2,96}\text{Pt}_{1,04}$

Примечание. Анализы 1, 5, 6 – туламинит, 3 – никельферроплатина, 15, 16 – самородное железо, 14, 19-21 – неназванное соединение Fe_3Pt , остальные анализы – тетраферроплатина. * – анализ 7 содержит 0,42 мас. % Co

В заключении рассмотрения Pt-Fe интерметаллидов следует отметить необычное соединение состава Pt-Fe-Sn-Pd (табл. 9), встреченное в образце флогопитового верлита. Ранее этот образец был упомянут при рассмотрении содержания благородных металлов в породах Матыскенского массива – в этом образце обнаружено аномальное содержание Pt 0,72 г/т (табл. 7, ан. 14). Из-за малого размера обособлений этого интерметаллида, в его

составе достаточно сильно варьирует содержание Fe, большая часть которого, видимо, является результатом наложения спектра хроммагнетита, в котором оно локализовано.

Таблица 9

Состав интерметаллида из флогопитового верлита Матыскенского массива											
№	Fe	Co	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Sn	Ir	Pt	Сумма
Массовые %											
1	12,38	0,73	1,08	н/о	0,93	1,03	3,27	4,13	0,98	74,47	99,01
2	9,34	0,55	1,04	0,21	0,69	0,91	5,69	9,28	0,90	72,07	100,69
3	6,76	0,62	0,97	0,33	0,72	1,14	7,37	13,87	0,94	68,03	100,73
Атомные %											
1	30,61	1,71	2,55	н/о	1,28	1,38	4,25	4,81	0,71	52,72	100,00
2	23,26	1,31	2,47	0,46	0,95	1,24	7,43	10,87	0,65	51,37	100,00
3	17,01	1,48	2,31	0,73	1,00	1,56	9,74	16,44	0,68	49,04	100,00

Минералы системы *Os-Ir-Ru* широко распространены в гипербазитах различных формационных типов, являясь преобладающими среди МПГ дунит-гарцбургитовых массивов (Мочалов, 2001; Толстых, 2004; Сидоров, 2009). В концентрически-зональных массивах они также играют значительную роль, являясь самым распространённым после минералов состава Pt-Fe. Специфической особенностью *Os-Ir-Ru* минералов в концентрически-зональных массивах является низкое содержание Ru и проявленный *Os-Ir* тренд (Толстых, 2004). Оба этих признака проявлены на диаграмме составов в координатах Ru-Os-Ir (рис. 3.6).

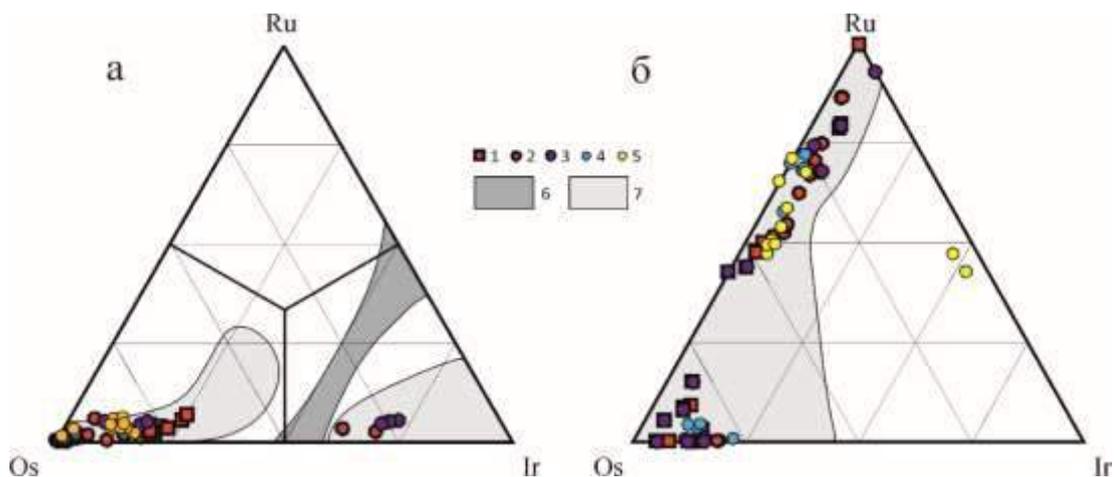


Рис. 3.6. а – тройная диаграмма составов минералов системы *Os-Ir-Ru*, б – тройная диаграмма составов минералов ряда лаурит-эрликманит-неизвестное соединение $(Ir,Os,Ru)S_2$. 1 – Матыскенский массив, коренные пробы, 2 – Матыскенский массив, россыпная платина, 3 – Эпильчикский массив, россыпная платина (реки Снеговая и Ватына), 4 – Итчайваямский массив, россыпная платина (река Итчайваям), 5 – массивы Таманваямской группы, россыпная платина (ручей Прижимный), 6 – область несмесимости твёрдых растворов системы *Os-Ir-Ru*, 7 – составы аналогичных минералов Гальмознанского массива (по Сидоров и др., 2012)

По классификации (Harris, Cabri, 1991) встреченные в рассматриваемых объектах минералы представлены гексагональным самородным осмием и кубическим самородным иридием. Преобладающим минералом является самородный осмий, который содержит примесь Ir до 24 масс. %. Также, как и в случае с Pt-Fe минералами, наибольшее содержание Ir здесь было обнаружено в коренных проявлениях Матыскенского массива. Самородный иридий широко распространён в коренных и россыпных проявлениях, связанных с массивами Матыскен и Эпильчик, и не был встречен в остальных объектах. Следует отметить, что размеры его зёрен, за редким исключением, слишком малы для количественного определения состава, чем объясняется малое количество точек на тройной диаграмме (рис. 3.6а).

Интересной особенностью минералов системы Os-Ir-Ru является корреляция их составов с составами сосуществующих Pt-Fe минералов. На рис. 3.7 приведена диаграмма, в которой по оси абсцисс отложено содержание Ir в изоферроплатине, а по оси ординат – содержание Ir во включении самородного осмия или иридия в том же зерне изоферроплатины. Коэффициент распределения Ir между гексагональными Os-Ir-Ru и кубическими Pt-Fe минералами для зёрен Матыскенского массива и прилегающих водотоков оказался равен 8,17 при $R^2=0,90$. При этом, для зёрен из россыпи ручья Прижимный корреляция не наблюдается ($R^2=0,14$), а в случае небольшого количества пар самородный осмий – изоферроплатина, изученных в проявлении реки Снеговая, разброс значений очень широк.

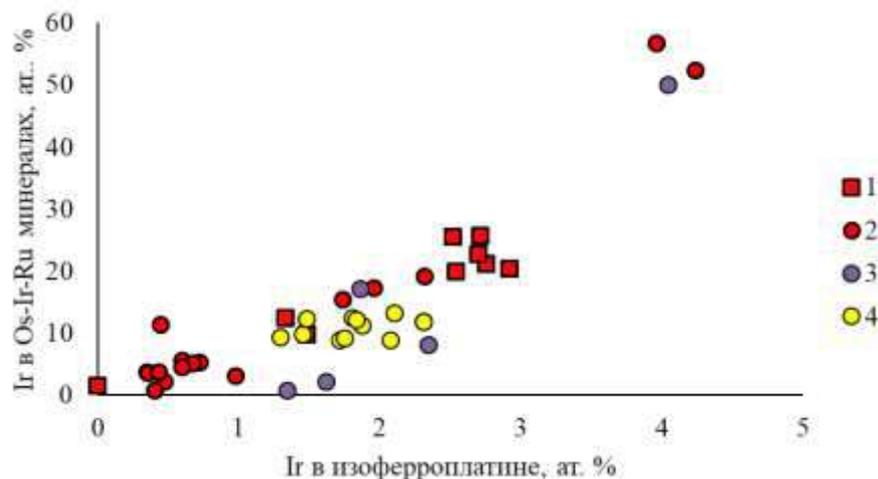


Рис. 3.7. Корреляции содержания иридия в срастающихся Os-Ir-Ru минералах и изоферроплатине. 1 – зёрна из хромшпинелидовых скоплений Матыскенского массива, 2 – зёрна из проявления р. Матыскен, 3 – зёрна из проявления р. Снеговая, 4 – зёрна их россыпи ручья Прижимный. Две точки в верхнем правом углу отвечают самородному иридию, остальные – осмию

Гексаферрум и незазванное соединение Fe-Ir

Гексагональные минералы Ru, Os и Ir с Fe, в составе которых при расчёте на атомные % преобладает Fe, были описаны А.Г. Мочаловым с соавторами в Чирынайском дунит-гарцбургитовом массиве Корякского нагорья и утверждены в качестве минерального вида под общим названием гексаферрум (Мочалов и др., 1998).

В зерне платины из проявления серпентинита Эпильчикского массива, а также, в хромшпинелиде Матыскенского массива встречаются включения Fe-Os гексаферрума (табл. 10, ан. 1-8). Помимо Os и Fe, этот минерал содержит примеси Ir (до 5,3 мас. %) и Ni (до 0,4 мас. %). Гексаферрум из серпентинита Эпильчикского массива также содержит доли мас. % O, которые исключены из итогового анализа.

Таблица 10

Состав Fe-Ir-Rh и Fe-Os соединений

№	Массовые %										Атомные %								
	S	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Os	Pd	Ir	Сумма	S	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Os	Pd	Ir
1	3,07	29,55	0,36	н/о	н/о	н/о	60,46	н/о	3,78	97,22	9,89	54,63	0,63	н/о	н/о	н/о	32,82	н/о	2,03
2	3,25	32,56	0,35	н/о	н/о	н/о	58,57	н/о	5,27	100,00	9,88	56,84	0,58	н/о	н/о	н/о	30,03	н/о	2,67
3	1,52	33,17	н/о	н/о	н/о	н/о	62,21	н/о	1,85	98,75	4,86	60,72	н/о	н/о	н/о	н/о	33,43	н/о	0,99
4	1,32	35,22	н/о	н/о	н/о	2,02	57,79	н/о	3,07	99,42	4,06	62,37	н/о	н/о	н/о	1,94	30,05	н/о	1,58
5	1,72	32,69	н/о	н/о	н/о	1,47	58,23	н/о	3,81	97,92	5,48	59,77	н/о	н/о	н/о	1,46	31,26	н/о	2,03
6	1,24	35,23	н/о	н/о	н/о	1,39	59,89	н/о	3,43	101,17	3,80	62,11	н/о	н/о	н/о	1,33	31,00	н/о	1,76
7	1,62	31,72	н/о	н/о	н/о	н/о	60,97	н/о	3,58	97,88	5,27	59,31	н/о	н/о	н/о	н/о	33,47	н/о	1,94
8	1,63	33,01	н/о	н/о	н/о	0,49	60,89	н/о	3,82	99,83	5,15	59,91	н/о	н/о	н/о	0,48	32,44	н/о	2,01
9	н/о	33,25	2,03	0,08	0,32	11,17	н/о	0,00	51,42	98,27	н/о	58,92	3,42	0,12	0,31	10,74	н/о	0,00	26,48
10	н/о	33,25	2,03	0,08	0,32	11,17	н/о	0,00	51,42	98,27	н/о	58,92	3,42	0,12	0,31	10,74	н/о	0,00	26,48
11	н/о	33,43	2,05	0,13	0,57	11,71	н/о	0,30	50,37	98,56	н/о	58,69	3,42	0,20	0,55	11,16	н/о	0,28	25,69
12	н/о	33,43	2,05	0,13	0,57	11,71	н/о	0,30	50,37	98,56	н/о	58,69	3,42	0,20	0,55	11,16	н/о	0,28	25,69
13	н/о	33,46	2,05	0,00	0,19	11,45	н/о	0,09	51,39	98,63	н/о	59,00	3,44	0,00	0,19	10,96	н/о	0,08	26,33
14	н/о	33,46	2,05	0,00	0,19	11,45	н/о	0,09	51,39	98,63	н/о	59,00	3,44	0,00	0,19	10,96	н/о	0,08	26,33
15	н/о	30,69	2,79	0,12	0,68	12,94	н/о	0,42	52,45	100,09	н/о	54,50	4,72	0,19	0,67	12,47	н/о	0,39	27,06
16	н/о	30,69	2,79	0,12	0,68	12,94	н/о	0,42	52,45	100,09	н/о	54,50	4,72	0,19	0,67	12,47	н/о	0,39	27,06
17	н/о	31,47	1,27	0,09	0,32	16,91	н/о	0,08	50,18	100,32	н/о	55,47	2,13	0,14	0,31	16,18	н/о	0,07	25,70

Примечание. Анализы 1, 2 – серпентинит Эпильчикского массива, 3-8 – хромшпинелидовые скопления Матыскенского массива, 9-17 – включения в платине из проявления р. Снеговая, 18 – мелкое обособление из сростания с тиошпинелями в платине из россыпи ручья Прижимный. Из анализов 1 и 2 удалена незначительная примесь кислорода

В зёрнах платины из проявления р. Снеговая встречены включения, по составу близкие к наиболее редкому Ir-Fe гексаферруму. От описанных ранее минералов это соединение отличается высоким содержанием Rh (11,2-16,9 мас. %). Примесь Ni на уровне 1-2 мас. % является типичной для гексаферрума (Мочалов и др., 1998). Также, в его составе был обнаружен кислород, однако, детальное изучение показало, что появление этого элемента носит спорадический характер и он, по всей видимости, связан с мелкими минеральными включениями оксидов Fe. Это также подтверждается большим количеством анализов с хорошей аналитической суммой, в которых кислород не был обнаружен (табл. 10).

Необходимо заметить, что одна из последних работ, посвящённых гексаферруму (Cabri, Aiglesperger, 2018), показала, что гексагональные Fe-Ir соединения с содержанием Ir от 21 до 55 ат. % отделены от гексаферрума областью несмесимости и потому не могут быть отнесены к этому минеральному виду. Описанная фаза как раз соответствует этому интервалу (табл. 10, ан. 9-17), и потому соответствует не гексаферруму, а неназванному соединению состава Fe-Ir.

Интерметаллиды палладия и ртути

Во всех россыпных проявлениях было встречено самородное золото, однако, его генетическая связь с ультраосновными породами в большинстве случаев представляется маловероятной. Исключение составляют сростания самородного золота с неназванным соединением состава Au-Pd-Hg, обнаруженные в россыпном проявлении р. Итчайваям. В подобных сростаниях также встречается висоцкит и маланит. Состав соединения Au-Pd-Hg выдержанный (табл. 11, ан. 1-4) и рассчитывается на условную формулу $Au_{2,2}Pd_{1,0}Hg_{0,8}$. Рентгеновские исследования зёрен не позволили получить ясные дифракционные пики этого соединения. Похожий результат был получен при исследовании Au-Pd-Hg соединений из россыпи Коррего Бом Сакессо (Бразилия): дифракция электронов (EBSD) и порошковая рентгеновская дифракция не дали положительных результатов (Cabral et al., 2009).

Таблица 11

Состав самородного золота и неназванного соединения Au-Pd-Hg, мас. %

№	Pd	Ag	Au	Hg	Сумма
1	15,14	0,50	62,37	21,95	99,96
2	14,37	0,35	63,90	21,09	99,70
3	14,63	н/о	63,10	21,03	98,76
4	14,45	н/о	65,02	19,06	98,53
5	1,56	н/о	95,62	3,38	100,56
6	1,56	1,22	93,03	3,45	99,26
7	3,07	1,53	91,77	4,44	100,81

В дуните Матыскенского массива встречено единичное зерно состава Pd-Hg-Cu, локализованное в пентландите. Малый размер зерна не позволил сделать количественное определение состава, однако на качественном уровне было получено соотношение близкое к (Pd,Cu)Hg.

Сульфиды

Минералы ряда лаурит-эрликманит распространены в проявлениях, связанных со всеми рассматриваемыми массивами. В большинстве случаев, они образуют идиоморфные включения в изоферроплатине или самородной платине. Для них характерен широкий изоморфизм в пределах двух групп составов, с разрывом в интервале от 20 до 38% эрликманитового минала (рис. 3.6б). При этом, минералы обычно зональны – их внутренняя часть обогащена рутением, а внешняя – осмием. Также существуют редкие случаи осцилляционной и обратной зональности. Для таких зёрен характерно умеренное содержание Ir (до 6,2 мас. %) и крайне редко появляющаяся примесь As (до 0,8 мас. %). Наряду с идиоморфными включениями, наблюдается замещение самородного осмия эрликманитом. Для последнего, в таком случае, значительна примесь иридия (до 17 мас. %, табл. 12, ан. 3, 4, 11, 12) и небольшая, но стабильно повторяющаяся для зёрен из разных объектов примесь мышьяка (табл. 12, ан. 3, 4, 7, 8, 19). В целом, по соотношению Ru-Os-Ir эти зёрна близки самородному осмию (см. рис. 3.6а и б). Также, в составе минералов ряда лаурит-эрликманит спорадически появляется небольшая примесь Rh (до 5,0 мас. %). Пространственную ассоциацию эрликманита, содержащего значительную примесь Rh и As с ламелями самородного осмия, отмечали ранее в платине из россыпей Урала (Бегизов и др., 1976) и Корякии (Сидоров и др., 2012).

Составы минералов ряда лаурит-эрликманит

№	S	As	Ru	Rh	Os	Ir	Сумма	Формула
Матыскенский массив, коренные								
1	35,41	н/о	47,7	1,24	11,07	3,72	99,14	(Ru _{0,85} Os _{0,10} Ir _{0,03} Rh _{0,02}) _{1,00} S _{2,00}
2	32,55	н/о	36,34	1,09	23,76	5,41	99,15	(Ru _{0,70} Os _{0,24} Ir _{0,06} Rh _{0,02}) _{1,01} S _{1,98}
3	25,14	1,31	н/о	н/о	58,52	14,19	99,18	(Os _{0,78} Ir _{0,19}) _{0,97} (S _{1,99} As _{0,04}) _{2,03}
4	25,17	0,76	н/о	н/о	60,09	14,05	100,07	(Os _{0,80} Ir _{0,18}) _{0,99} (S _{1,99} As _{0,03}) _{2,02}
Матыскенский массив, р. Матыскен								
5	33,69	н/о	41,86	3,00	14,18	6,79	99,53	(Ru _{0,77} Os _{0,14} Ir _{0,07} Rh _{0,05}) _{1,03} S _{1,98}
6	25,65	н/о	6,20	2,08	62,09	4,64	100,65	(Os _{0,78} Ru _{0,15} Ir _{0,06} Rh _{0,05}) _{1,04} S _{1,96}
7	23,69	1,19	н/о	2,25	62,87	9,79	99,79	(Os _{0,86} Ir _{0,13} Rh _{0,06}) _{1,05} (S _{1,91} As _{0,04}) _{1,95}
8	23,68	1,11	н/о	1,95	64,39	9,15	100,28	(Os _{0,88} Ir _{0,12} Rh _{0,05}) _{1,05} (S _{1,91} As _{0,04}) _{1,95}
Эпильчикский массив, р. Снеговая								
9	33,69	н/о	41,86	3,00	14,18	6,79	99,53	(Ru _{0,77} Os _{0,14} Ir _{0,07} Rh _{0,05}) _{1,03} S _{1,97}
10	34,01	н/о	41,74	2,85	н/о	6,56	99,05	(Ru _{0,81} Ir _{0,07} Rh _{0,05}) _{1,93} S _{2,07}
11	31,23	0,68	34,31	2,10	23,87	7,74	99,92	(Ru _{0,67} Os _{0,25} Ir _{0,08} Rh _{0,04}) _{1,04} (S _{1,94} As _{0,02}) _{1,96}
12	30,99	0,77	34,16	2,35	23,19	7,84	99,29	(Ru _{0,68} Os _{0,25} Ir _{0,08} Rh _{0,05}) _{1,05} (S _{1,93} As _{0,02}) _{1,95}
13	24,27	н/о	н/о	н/о	66,22	9,66	100,16	(Os _{0,90} Ir _{0,13}) _{1,03} S _{0,97}
Итчайваямский массив, р. Итчайваям								
14	33,10	н/о	37,17	2,66	25,33	2,36	100,62	(Ru _{0,70} Os _{0,25} Rh _{0,05} Ir _{0,02}) _{1,02} S _{1,98}
15	32,71	н/о	35,46	н/о	27,09	3,95	99,21	(Ru _{0,68} Os _{0,28} Ir _{0,04}) _{1,00} S _{2,00}
16	32,90	н/о	34,62	н/о	27,45	3,84	98,81	(Ru _{0,67} Os _{0,28} Ir _{0,04}) _{0,99} S _{2,01}
17	32,57	н/о	34,10	5,01	28,21	н/о	99,90	(Ru _{0,65} Os _{0,29} Rh _{0,09}) _{1,03} S _{0,97}
18	31,16	н/о	29,72	н/о	36,57	3,25	100,7	(Ru _{0,60} Os _{0,39} Ir _{0,03}) _{1,02} S _{1,98}
19	22,30	2,38	0,16	н/о	57,31	16,54	98,69	(Os _{0,81} Ir _{0,23}) _{1,04} (S _{1,87} As _{0,09}) _{1,96}
Массивы Таманваямской группы, ручей Прижимный								
20	29,93	н/о	25,52	2,95	35,91	5,69	100,00	(Ru _{0,53} Os _{0,40} Ir _{0,06} Rh _{0,06}) _{1,05} S _{1,95}
21	29,47	н/о	23,18	2,85	38,55	6,25	100,30	(Ru _{0,49} Os _{0,43} Ir _{0,07} Rh _{0,06}) _{1,05} S _{1,95}
22	32,69	н/о	20,76	н/о	4,46	40,22	98,14	(Ir _{0,43} Ru _{0,42} Os _{0,05}) _{1,90} S _{2,10}

Примечание. Анализ 22 – незаванное соединение состава (Ir,Ru)S₂. Анализы 1, 2, 5, 6, 9, 10, 14-18, 20-22 – идиоморфные включения минералов ряда лаурит-эрликманит в платине, 3, 4, 7, 8, 19 – эрликманит, замещающий самородный осмий

Куперит распространён в россыпном проявлении реки Итчайваям и в россыпи ручья Прижимный, где он формирует каймы замещения вокруг зёрен изоферроплатины и самородной платины. Также, единичное включение этого минерала было встречено в изоферроплатине проявления реки Снеговая (Эпильчикский массив). Для куперита характерна примесь Pd до 5 мас. %, в редких случаях также – следовые содержания Rh и As (табл. 13).

Высоцкит (Pd,Pt)S встречен в составе полиминерального включения из платины

россыпи ручья Прижимный, где он ассоциирует с борнитом, халькопиритом и маланитом, а также, в виде сростания с зерном состава Au-Pd-Hg из россыпного проявления р. Итчайваям. В последнем случае выполненное на основании микрозондового исследования определение минерала было подтверждено рентгенофазовым анализом. Содержание Pt в обнаруженном высокоците находится на уровне 15-18 мас. %, другие примеси не установлены (табл. 13, ан. 10, 17). В литературе было неоднократно отмечено, что примесь Ni является обычной и практически обязательной чертой состава высокоцита (Генкин, Звягинцев, 1962; Cabri et al., 1978). Состав изученных высокоцитов также ещё раз подтверждает, что отсутствие примеси Ni в этом минерале является типоморфным признаком концентрически-зональных массивов (Толстых и др., 2004).

Таблица 13

Состав куперита и высокоцита, мас. %							
№	S	As	Rh	Pd	Pt	Сумма	Формула
Итчайваямский массив, р. Итчайваям							
1	14,85	н/о	н/о	н/о	85,01	99,86	Pt _{0,97} S _{1,03}
2	14,86	н/о	н/о	4,00	80,93	99,79	(Pt _{0,91} Pd _{0,08}) _{0,99} S _{1,01}
3	14,51	н/о	н/о	0,57	84,07	99,15	(Pt _{0,97} Pd _{0,01}) _{0,98} S _{1,02}
4	14,28	н/о	н/о	1,15	83,67	99,10	(Pt _{0,97} Pd _{0,02}) _{0,99} S _{1,01}
5	14,23	н/о	н/о	2,66	82,15	99,04	(Pt _{0,94} Pd _{0,96}) _{1,00} S _{1,00}
6	14,48	н/о	н/о	1,93	82,38	98,79	(Pt _{0,95} Pd _{0,04}) _{0,99} S _{1,01}
7	14,47	н/о	н/о	3,20	80,98	98,65	(Pt _{0,93} Pd _{0,07}) _{1,00} S _{1,00}
8	15,09	н/о	н/о	0,70	82,65	98,44	(Pt _{0,94} Pd _{0,02}) _{0,96} S _{1,04}
9	14,58	н/о	н/о	3,46	80,32	98,36	(Pt _{0,92} Pd _{0,07}) _{0,99} S _{1,01}
10	21,15	н/о	н/о	60,30	18,10	99,55	(Pd _{0,86} Pt _{0,14}) _{1,00} S _{1,00}
Итчайваямский массив, р. Каменистая							
11	14,86	н/о	н/о	4,91	78,78	98,55	(Pt _{0,89} Pd _{0,10}) _{0,99} S _{1,01}
12	15,07	н/о	н/о	5,28	78,07	98,42	(Pt _{0,87} Pd _{0,11}) _{0,98} S _{1,02}
Массивы Таманваямской группы, ручей Прижимный							
13	13,97	н/о	н/о	н/о	86,02	99,99	Pt _{1,01} S _{0,99}
14	12,52	0,53	н/о	н/о	86,18	99,23	Pt _{1,05} (S _{0,93} As _{0,02}) _{0,95}
15	13,06	н/о	1,85	н/о	83,81	98,72	(Pt _{1,01} Rh _{0,04}) _{1,04} S _{0,95}
16	11,82	н/о	н/о	н/о	86,20	98,02	Pt _{1,09} S _{0,91}
17	20,68	н/о	н/о	63,83	15,30	99,81	(Pd _{0,91} Pt _{0,12}) _{1,03} S _{0,97}

Сульфиды родия также широко распространены и были встречены во всех изученных объектах. Для них характерна различная морфология – они могут образовывать самостоятельные включения в платине (во многих случаях эти включения являются ориентированным), а также, совместно с силикатами входят в состав полиминеральных включений в платине. Несмотря на широкое распространение, эти минералы представлены индивидами небольшого размера, из-за чего только малая их часть была количественно проанализирована. Расчёт их формул, наряду с бауитом $(\text{Rh, Ir})_2\text{S}_3$ (табл. 14), позволил получить следующие соотношения металлов и серы: RhS (табл. 14, ан. 1), Rh_4S_5 (табл. 14, ан. 6-9), Rh_8S_{10} (табл. 13-1, ан. 10). При этом, неназванные соединения преобладают, а сам бауит во всех рассматриваемых объектах является относительно редким минералом. Известно большое количество находок природных неназванных сульфидов родия (Daltry, Wilson, 1997; Толстых, 2004), составы которых рассчитываются на приведённые выше формулы. В случае с бауитом, атомные соотношения Ir и Rh примерно равны, и минерал попадает в центральную часть изоморфного ряда кашинит (Ir_2S_3) – бауит (Rh_2S_3), однако, небольшое преобладание Rh позволяет отнести изученные минералы именно к бауиту. В случае неназванных соединений, Rh значительно преобладает над остальными элементами, а содержание Ir оказывается ниже, чем платины, которое достигает 22 мас. % (табл. 14-1, 6-10). Наряду с этими компонентами, в сульфидах родия наблюдаются незначительные примеси Fe, Ru и Pd.

Таблица 14

Состав сульфидов родия, мас. %										Формула
№	S	Fe	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Сумма	
1	22,91	1,56	н/о	47,48	н/о	н/о	5,18	22,84	99,97	$(\text{Rh}_{0,69}\text{Pt}_{0,18}\text{Ir}_{0,04}\text{Fe}_{0,04})_{0,95}\text{S}_{1,05}$
2	27,49	н/о	н/о	50,25	0,94	н/о	17,29	4,93	100,90	$(\text{Rh}_{1,69}\text{Ir}_{0,31}\text{Pt}_{0,09}\text{Pd}_{0,03})_{1,12}\text{S}_{2,88}$
3	24,84	н/о	н/о	28,47	н/о	н/о	47,75	н/о	101,06	$(\text{Rh}_{1,08}\text{Ir}_{0,97})_{2,05}\text{S}_{2,95}$
4	24,94	н/о	0,39	26,22	0,45	н/о	48,12	н/о	100,12	$(\text{Rh}_{1,00}\text{Ir}_{0,98}\text{Ru}_{0,02}\text{Pd}_{0,02})_{2,02}\text{S}_{2,98}$
6	26,05	н/о	н/о	54,72	н/о	н/о	6,76	12,32	99,85	$(\text{Rh}_{3,37}\text{Pt}_{0,40}\text{Ir}_{0,22})_{3,99}\text{S}_{5,011}$
7	26,32	н/о	н/о	55,51	н/о	н/о	6,30	12,07	100,20	$(\text{Rh}_{3,39}\text{Pt}_{0,39}\text{Ir}_{0,21})_{3,98}\text{S}_{5,02}$
8	25,64	н/о	н/о	52,95	н/о	н/о	9,38	10,44	98,41	$(\text{Rh}_{3,32}\text{Pt}_{0,35}\text{Ir}_{0,31})_{3,98}\text{S}_{5,02}$
9	25,42	н/о	н/о	50,87	н/о	н/о	10,90	11,34	98,53	$(\text{Rh}_{3,22}\text{Pt}_{0,38}\text{Ir}_{0,37})_{3,97}\text{S}_{5,03}$
10	26,20	н/о	н/о	56,42	н/о	н/о	6,07	10,79	99,48	$(\text{Rh}_{6,90}\text{Pt}_{0,70}\text{Ir}_{0,40})_{8,00}\text{S}_{17,00}$

Примечание. Анализ 1 – неназванное соединение RhS , 2-4 – бауит, 6-9 – неназванное соединение Rh_4S_5 , 10 – неназванное соединение Rh_8S_{10} . Анализы 1, 6-10 – россыпное проявление р. Снеговая, анализ 2 – россыпное проявление р. Каменистая, анализ 3, 4 – коренные проявления Матыскенского массива

Тиошпинели встречаются в проявлениях, связанных со всеми рассматриваемыми массивами (рис. 3.8). Наиболее обычен среди них маланит CuPt_2S_4 , который, судя по морфологическим особенностям, является поздним по отношению к кубическим Pt-Fe минералам. В россыпном проявлении реки Итчайваям, ручья Прижимный и реки Снеговая был также встречен редкий кобальтовый маланит $\text{Cu}(\text{Pt},\text{Co})_2\text{S}_4$, характерный для расслоенных интрузий и описанный в россыпи реки Майор, связанной с концентрически-зональным массивом Филиппа (Подлипский и др., 1999). Купрородсит и купроиридисит являются несколько более редкими минералами.

Говоря о составах тиошпинелей, следует подчеркнуть неоднозначность позиций многих элементов в кристаллохимической формуле этих минералов. Большая часть составов хорошо рассчитывается на 7 формульных единиц. При этом, часто наблюдается дефицит в позиции А и избыток в позиции В (табл. 15, ан. 1, 10), а во некоторых случаях – противоположная ситуация (табл. 15, ан. 4, 5). Кроме того, наблюдается систематический дефицит S, что может быть объяснено тем, что для ряда катионов характерно вхождение как в позицию А, так и в позицию В.

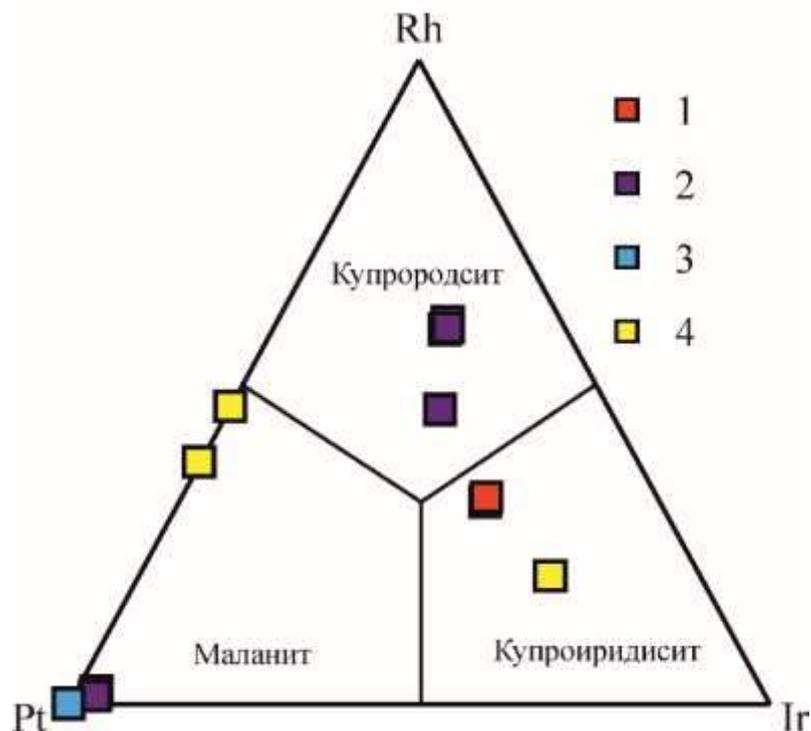


Рис. 3.8. Диаграмма состава тиошпинелей: 1 – коренные проявления Матыскенского массива, 2 – россыпные проявления р. Снеговая (Эпильчикский массив), 3 – россыпное проявление р. Итчайваям, 4 – россыпь ручья Прижимный. Анализы, отвечающие крайнему члену изоморфного ряда маланиту, представлены его Со-содержащей разностью

Таблица 15

Состав тиошпинелей, мас. %

№	S	Fe	Co	Ni	Cu	As	Rh	Pd	Ir	Pt	Сумма
1	23,21	н/о	н/о	н/о	8,68	н/о	16,28	н/о	н/о	51,25	99,42
2	25,26	н/о	н/о	н/о	13,82	н/о	19,16	н/о	н/о	42,12	100,36
3	25,80	н/о	н/о	н/о	12,73	н/о	19,10	н/о	н/о	42,00	99,63
4	27,16	н/о	9,90	0,79	15,22	н/о	0,50	н/о	1,44	45,30	100,31
5	27,58	н/о	9,65	0,69	14,97	н/о	0,31	н/о	1,54	45,03	99,77
6	28,05	н/о	11,36	н/о	13,82	н/о	н/о	0,32	н/о	44,07	97,62
7	26,90	1,65	н/о	0,57	10,93	н/о	26,05	н/о	20,06	13,25	99,41
8	27,07	1,70	н/о	0,58	10,45	н/о	25,70	н/о	20,40	14,31	100,21
9	27,13	1,77	н/о	0,59	10,62	н/о	25,95	н/о	20,69	14,13	100,88
10	25,36	2,74	н/о	н/о	7,50	н/о	20,19	н/о	24,76	20,15	100,70
11	25,13	2,01	н/о	н/о	9,54	н/о	12,62	н/о	32,67	18,85	100,82
12	24,95	1,93	н/о	н/о	10,36	н/о	12,93	н/о	32,85	18,42	101,44
13	22,30	0,61	н/о	н/о	11,45	н/о	7,83	н/о	42,84	15,77	100,80

Примечание. Анализы 1-3, 13 – россыпь ручья Прижимный, 4,5, 7-10 – россыпное проявление рек Снеговая и Ватына (Эпильчикский массив), 6 – россыпное проявление р. Итчайваам, 11, 12 – коренные проявления Матыскенского массива.

Формулы минералов к таблице 15

1. $\text{Cu}_{0,76}(\text{Pt}_{1,46}\text{Rh}_{0,88})_{2,34}\text{S}_{3,91}$ – маланит;
2. $\text{Cu}_{1,10}(\text{Pt}_{1,09}\text{Rh}_{0,94})_{2,03}\text{S}_{3,87}$ – маланит;
3. $\text{Cu}_{1,01}(\text{Pt}_{1,09}\text{Rh}_{0,94})_{2,03}\text{S}_{3,96}$ – маланит;
4. $\text{Cu}_{1,12}(\text{Pt}_{1,09}\text{Co}_{0,79}\text{Ni}_{0,06}\text{Ir}_{0,03}\text{Rh}_{0,02})_{1,99}(\text{S}_{3,89}\text{Se}_{0,04})_{3,89}$ – Со-маланит;
5. $\text{Cu}_{1,10}(\text{Pt}_{1,08}\text{Co}_{0,77}\text{Ni}_{0,05}\text{Ir}_{0,04}\text{Rh}_{0,01})_{1,95}(\text{S}_{3,91}\text{Se}_{0,04})_{3,95}$ – Со-маланит;
6. $\text{Cu}_{1,02}(\text{Pt}_{1,04}\text{Co}_{0,89}\text{Pd}_{0,01})_{1,94}\text{S}_{4,04}$ – Со-маланит;
7. $(\text{Cu}_{0,83}\text{Fe}_{0,14}\text{Ni}_{0,05})_{1,02}(\text{Rh}_{1,22}\text{Ir}_{0,50}\text{Pt}_{0,33})_{2,05}\text{S}_{3,93}$ – купрородсит;
8. $(\text{Cu}_{0,79}\text{Fe}_{0,15}\text{Ni}_{0,05})_{0,99}(\text{Rh}_{1,20}\text{Ir}_{0,51}\text{Pt}_{0,35})_{2,05}\text{S}_{3,95}$ – купрородсит;
9. $(\text{Cu}_{0,80}\text{Fe}_{0,15}\text{Ni}_{0,05})_{1,00}(\text{Rh}_{1,21}\text{Ir}_{0,51}\text{Pt}_{0,35})_{2,06}\text{S}_{3,94}$ – купрородсит;
10. $(\text{Cu}_{0,61}\text{Fe}_{0,25})_{0,86}(\text{Rh}_{1,01}\text{Ir}_{0,66}\text{Pt}_{0,53})_{2,20}\text{S}_{3,94}$ – купрородсит;
11. $(\text{Cu}_{0,79}\text{Fe}_{0,19})_{0,98}(\text{Ir}_{0,89}\text{Rh}_{0,64}\text{Pt}_{0,51})_{2,04}\text{S}_{3,98}$ – купроиридисит;
12. $(\text{Cu}_{0,85}\text{Fe}_{0,18})_{1,03}\text{Ir}_{0,89}\text{Rh}_{0,65}\text{Pt}_{0,49})_{2,03}\text{S}_{3,94}$ – купроиридисит;
13. $(\text{Cu}_{1,01}\text{Fe}_{0,06})_{1,07}(\text{Ir}_{1,25}\text{Pt}_{0,45}\text{Rh}_{0,43})_{2,13}\text{S}_{3,80}$ – купроиридисит.

Арсениды и сульфоарсениды встречаются значительно реже, чем сульфиды. Наибольшим распространением они пользуются в россыпных и коренных проявлениях Эпильчикского массива. Чаще всего встречаются три минерала: ирарсит IsAsS , сперрилит PtAs_s и холлингвортит. Они обнаружены в виде включений в платине во всех рассматриваемых объектах, кроме реки Каменистая. При этом, для сперрилита характерна постоянная незначительная примесь S, в то время, как для сульфоарсенидов иногда наблюдается избыток As при расчёте формул, и, как было отмечено ранее, в составе эрликманита наблюдается примесь As (до 2,38 мас. %). Это отражает

гетеровалентный изоморфизм OsS – (PGE)AsS – PtAs₂ (Толстых, 2004). S ограничено замещается Sb, концентрация которой не превышает 3,42 мас. % в случае сперрилита и 1,79 мас. % в случае ирарсита (табл. 16). В ирарсите также отмечена примесь Te (до 1,62 мас. %).

Таблица 16

Состав арсенидов и сульфоарсенидов, мас. %

№	S	Fe	Ni	Cu	As	Ru	Rh	Pd	Sb	Te	Os	Ir	Pt	Сумма
1	1,26	0,63	0,01	0,71	37,68	0,40	0,31	н/о	3,42	н/о	0,20	н/о	55,71	100,33
2	0,80	0,22	0,16	0,12	40,30	0,29	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	55,50	97,39
3	1,30	0,60	0,16	0,62	37,14	0,31	0,47	н/о	2,66	н/о	н/о	н/о	55,04	98,30
4	1,07	0,22	0,15	0,05	39,46	0,30	0,13	н/о	1,00	н/о	н/о	н/о	54,95	97,33
5	0,98	0,51	0,25	0,59	39,61	0,08	0,62	н/о	1,03	н/о	0,16	н/о	54,93	98,76
6	1,13	0,40	0,33	0,62	39,65	0,41	0,90	н/о	0,85	н/о	н/о	н/о	54,56	98,85
7	0,99	0,67	0,13	0,57	39,52	0,12	0,51	н/о	1,08	н/о	0,06	н/о	54,40	98,05
8	1,21	0,58	0,21	0,66	39,42	0,12	0,42	н/о	0,96	н/о	0,19	н/о	54,4	98,17
9	1,08	0,71	0,15	0,58	39,48	0,21	0,60	н/о	1,10	н/о	н/о	н/о	53,94	97,85
10	1,40	н/о	н/о	н/о	41,65	н/о	1,10	н/о	н/о	н/о	1,85	н/о	52,74	98,74
11	11,35	0,27	0,03	н/о	25,05	0,78	7,61	н/о	н/о	н/о	22,02	4,49	27,10	98,70
12	10,54	н/о	0,66	н/о	24,28	н/о	3,04	н/о	н/о	н/о	н/о	34,07	27,00	99,59
13	12,83	0,25	0,05	н/о	22,10	1,00	3,98	н/о	н/о	н/о	29,01	5,96	26,36	101,54
14	10,49	н/о	н/о	н/о	24,00	н/о	2,88	н/о	1,63	1,62	н/о	33,58	25,41	99,61
15	10,56	н/о	0,73	н/о	23,95	н/о	3,21	н/о	1,79	1,37	н/о	34,14	25,30	101,05
16	12,37	0,27	0,08	н/о	25,67	2,67	11,04	н/о	0,03	н/о	8,9	24,83	12,58	98,4
17	11,67	0,64	0,15	н/о	26,29	2,65	13,3	0,49	н/о	н/о	0,41	39,35	6,79	99,74
18	11,93	0,39	0,04	0,18	26,21	3,02	10,19	0,18	0,18	34,8	4,43	34,8	8,74	100,13
19	9,39	0,76	н/о	н/о	36,76	н/о	28,21	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	24,45	99,56
20	11,68	н/о	0,08	н/о	31,33	н/о	22,63	н/о	н/о	н/о	9,20	5,15	19,24	99,31
21	н/о	34,34	2,67	н/о	49,52	н/о	10,58	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	98,91

Примечание. Анализы 1-9, 11, 13, 17 – россыпное проявление рек Снеговая и Ватына (Эпильчикский массив), 18 – коренное проявление Эпильчикского массива, 12, 14, 15 – коренные проявления Матыскенского массива, 10, 16 – россыпь ручья Прижимный

Формулы минералов к таблице 16:

1. $(Pt_{0,97}Fe_{0,04}Cu_{0,04}Ru_{0,01}Rh_{0,01})_{1,07}(As_{1,70}S_{0,13}Sb_{0,10})_{1,93}$ – сперрилит;
2. $(Pt_{0,99}Ru_{0,01}Fe_{0,01}Cu_{0,01}Ni_{0,01})_{1,03}(As_{1,88}S_{0,09})_{1,97}$ – сперрилит;
3. $(Pt_{0,97}Fe_{0,04}Cu_{0,03}Rh_{0,01}Ru_{0,01}Cu_{0,01})_{1,07}(As_{1,71}S_{0,14}Sb_{0,08})_{1,93}$ – сперрилит;
4. $(Pt_{0,98}Ru_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01})_{1,01}(As_{1,84}S_{0,12}Sb_{0,03})_{1,99}$ – сперрилит,
5. $(Pt_{0,96}Os_{0,3}Fe_{0,03}Cu_{0,03}Rh_{0,02}Ni_{0,01})_{1,08}(As_{1,80}S_{0,10}Sb_{0,03})_{1,92}$ – сперрилит;
6. $(Pt_{0,95}Rh_{0,03}Cu_{0,03}Fe_{0,02}Ni_{0,02}Ru_{0,01})_{1,06}(As_{1,79}S_{0,12}Sb_{0,03})_{1,04}$ – сперрилит;
7. $(Pt_{0,94}Fe_{0,04}Cu_{0,03}Rh_{0,02}Ni_{0,01})_{1,04}(As_{1,81}S_{0,11}Sb_{0,04})_{1,96}$ – сперрилит;
8. $(Pt_{0,95}Fe_{0,04}Cu_{0,04}Rh_{0,01}Ni_{0,01})_{1,05}(As_{1,79}S_{0,13}Sb_{0,03})_{1,95}$ – сперрилит;
9. $(Pt_{0,95}Fe_{0,04}Cu_{0,04}Rh_{0,01}Ni_{0,01})_{1,05}(As_{1,79}S_{0,13}Sb_{0,03})_{1,95}$ – сперрилит;
10. $(Pt_{0,91}Rh_{0,04}Os_{0,03})_{0,98}(As_{1,87}S_{0,15})_{2,02}$ – сперрилит;
11. $Pt_{0,40}Os_{0,33}Rh_{0,21}Ir_{0,07}Ru_{0,02}Fe_{0,01})_{1,04}S_{1,01}As_{0,95}$ – платарсит;
12. $(Ir_{0,53}Pt_{0,41}Rh_{0,09}Ni_{0,03})_{1,06}As_{0,96}S_{0,98}$ – ирарсит;

13. $(\text{Os}_{0,43}\text{Pt}_{0,38}\text{Rh}_{0,11}\text{Ir}_{0,09}\text{Ru}_{0,03}\text{Fe}_{0,01})_{1,05}\text{As}_{0,83}\text{S}_{1,12}$ – осарсит;
14. $(\text{Ir}_{0,52}\text{Pt}_{0,39}\text{Rh}_{0,08})_{0,99}\text{As}_{0,96}\text{S}_{0,97}\text{Sb}_{0,04}\text{Te}_{0,04}$ – ирарсит;
15. $(\text{Ir}_{0,52}\text{Pt}_{0,38}\text{Rh}_{0,09}\text{Ni}_{0,04})_{1,03}\text{As}_{0,94}\text{S}_{0,96}\text{Sb}_{0,04}\text{Te}_{0,03}$ – ирарсит;
16. $(\text{Ir}_{0,35}\text{Rh}_{0,29}\text{Pt}_{0,18}\text{Os}_{0,12}\text{Ru}_{0,07}\text{Fe}_{0,01})_{1,02}\text{As}_{0,93}\text{S}_{1,05}$ – ирарсит;
17. $(\text{Ir}_{0,55}\text{Rh}_{0,30}\text{Pt}_{0,10}\text{Ru}_{0,07}\text{Fe}_{0,03}\text{Pd}_{0,01}\text{Ni}_{0,01})_{1,07}\text{As}_{0,95}\text{S}_{0,98}$ – ирарсит;
18. $(\text{Ir}_{0,49}\text{Rh}_{0,27}\text{Pt}_{0,12}\text{Os}_{0,6}\text{Ru}_{0,08}\text{Fe}_{0,02}\text{Cu}_{0,01})_{1,050,95}\text{As}_{0,95}\text{S}_{1,00}$ – ирарсит;
19. $(\text{Rh}_{0,69}\text{Pt}_{0,31}\text{Fe}_{0,03})_{1,03}\text{As}_{1,23}\text{S}_{0,73}$ – холлингвортит;
20. $(\text{Rh}_{0,56}\text{Pt}_{0,25}\text{Os}_{0,12}\text{Ir}_{0,07})_{1,00}\text{As}_{1,07}\text{S}_{0,93}$ – холлингвортит;
21. $(\text{Fe}_{0,86}\text{Rh}_{0,14}\text{Ni}_{0,06}\text{Pt}_{0,01})_{1,07}\text{As}_{0,93}$ – неназванное соединение.

Теллуриды, антимониды и другие соединения

Минералы этой группы, характерные для расслоенных интрузий (Cabri et al., 1996; Naldrett, 2004), очень ограниченно распространены в концентрически-зональных массивах. В проявлении реки Снеговая, в краевой части зерна изоферроплатины, в сростании с золотом встречен неназванный теллурид платины, по соотношению Pt и Te близкий мончеиту, однако, лишённый в своём составе Pd и Bi (табл. 17, ан. 1).

Самым распространённым теллуридом является кейтконнит, встреченный в зёрнах из проявления реки Итчайваям. Этот минерал лишён определяемых микрозондовым анализом примесей, отношение Pd и Te в нём стехиометрическое (табл. 17, ан. 2, 3).

В коренных рудах Матыскенского массива встречается неназванное соединение $(\text{Ir,Bi,Pt})(\text{Te,Sb,S})$, также содержащее примеси Rh и As (табл. 17, ан. 4).

Таблица 17

Состав теллуридов, мас. %

№	S	Fe	As	Rh	Pd	Te	Ir	Pt	Sb	Bi	Сумма
1	н/о	0,88	н/о	3,34	н/о	54,56	н/о	39,23	н/о	н/о	98,01
2	н/о	н/о	н/о	н/о	70,86	29,92	н/о	н/о	н/о	н/о	100,78
3	н/о	н/о	н/о	н/о	70,97	29,90	н/о	н/о	н/о	н/о	100,87
4	1,21	н/о	1,30	2,10	н/о	27,60	30,71	10,95	6,55	21,02	101,44

Примечание. 1 – россыпное проявление р. Снеговая (Эпильчикский массив), 2, 3 – россыпное проявление р. Итчайваям, 4 – коренные проявления Матыскенского массива

Формулы к таблице 17

1. $(\text{Pt}_{0,89}\text{Rh}_{0,14}\text{Fe}_{0,07})_{1,10}\text{Te}_{1,90}$ – мончеит;
2. $\text{Pd}_{19,97}\text{Te}_{7,03}$ – кейтконнит;
3. $\text{Pd}_{19,98}\text{Te}_{7,02}$ – кейтконнит;
4. $(\text{Ir}_{0,48}\text{Bi}_{0,30}\text{Pt}_{0,17}\text{Rh}_{0,06})_{1,01}(\text{Te}_{0,66}\text{Sb}_{0,16}\text{S}_{0,11}\text{As}_{0,06})_{0,99}$ – неназванное соединение.

Оксиды

Оксиды элементов платиновой группы неоднократно описаны в литературе, однако до сих пор ни для одного из них не удалось получить полноценные данные о кристаллической структуре и, как следствие, перевести в статус утверждённого минерального вида. В зёрнах платины из россыпи ручья Прижимный и проявления реки Снеговая были обнаружены включения, по составу отвечающие оксиду иридия, развивающиеся вокруг ламелей самородного осмия и, по всей видимости, замещающие их. Аналогичные по морфологическим особенностям и ассоциации сопутствующих минералов фазы были описаны в россыпях, связанных с массивом Юбдо (Cabri et al., 1981), россыпи Манампотси на Мадагаскаре (Auge, Legendre, 1992) и в платине из россыпей Кондёра (Мочалов, 2001). Кроме того, похожие по составу соединения, предположительно названные оксидами, были обнаружены ещё в XIX веке в коллекциях Горного Музея в Санкт-Петербурге (Jedwab, 2004). Кроме того, в зёрнах платины из Финской Лапландии были найдены включения Ru-содержащего рутила и Ti-содержащего оксида Ru (Tuisku, 2012).

В их составе, наряду с ЭПГ, присутствуют примеси S, Ca, V, Mn и Fe. В случае вычитания этих компонентов из состава, соединение рассчитывается на три атома следующим образом (содержание O аналитически измерено):



что очень близко к синтетическому оксиду иридия IrO_2 , относящемуся к структурному типу рутила (Huang et al., 1986). Однако, так как примеси, вероятно, также присутствуют в виде оксидов, разумно рассчитать формулу, предварительно вычтя кислород, который приходится на них. В таком случае, для того же состава получается следующая формула:



Таким образом, при любом варианте расчёта, значительная часть кислорода может быть связана только с ЭПГ.

Другой особенностью состава оксида иридия является дефицит суммы при прямом измерении кислорода и близкая, либо превышающая 100% сумма при его расчёте по

стехиометрии (табл. 18), что можно объяснить присутствием в составе анализируемого вещества частиц металлов, не связанных с кислородом. Этим частицами также может быть объяснён дефицит кислорода в формуле (2).

Таблица 18

Состав оксида иридия из россыпи ручья Прижимный, мас. %

№	Кислород определён аналитически											Total
	O	S	Ca	V	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	Mn	Fe	
1	11,40	1,00	1,75	0,90	7,67	3,61	5,93	46,99	11,82	0,56	0,62	92,25
2	11,08	0,99	1,90	0,89	7,97	3,59	7,04	45,67	12,72	0,49	0,69	93,03
3	10,92	0,88	1,66	0,85	8,09	3,61	7,32	46,08	12,45	0,52	0,68	93,04
4	13,26	0,88	1,88	0,88	7,81	3,10	11,22	40,69	10,33	0,44	1,04	91,51
5	12,83	0,80	1,67	0,78	7,09	3,09	15,77	36,34	10,64	0,53	0,60	90,15
6	12,65	0,97	1,89	0,83	8,09	3,43	5,25	46,20	11,89	0,51	0,59	92,29
7	11,97	0,70	1,72	0,74	8,38	3,46	5,92	45,55	10,04	0,56	0,58	89,61
8	12,09	1,00	1,73	0,91	8,29	3,48	7,46	45,99	12,51	0,53	0,62	94,61
9	13,18	1,07	1,71	0,67	7,64	3,18	10,83	41,09	8,71	0,42	1,03	89,52
10	14,34	1,38	1,77	0,84	7,74	3,52	17,06	42,92	3,50	0,40	0,68	94,13
№	Кислород рассчитан по валентности катионов											Total
	O	S	Ca	V	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	Mn	Fe	
1	22,84	1,00	1,75	0,90	7,67	3,61	5,93	46,99	11,82	0,56	0,62	103,69
2	23,05	0,99	1,90	0,89	7,97	3,59	7,04	45,67	12,72	0,49	0,69	105,00
3	22,87	0,88	1,66	0,85	8,09	3,61	7,32	46,08	12,45	0,52	0,68	104,99
4	21,69	0,88	1,88	0,88	7,81	3,10	11,22	40,69	10,33	0,44	1,04	99,95
5	21,04	0,80	1,67	0,78	7,09	3,09	15,77	36,34	10,64	0,53	0,60	98,36
6	22,30	0,97	1,89	0,83	8,09	3,43	5,25	46,20	11,89	0,51	0,59	101,94
7	21,59	0,70	1,72	0,74	8,38	3,46	5,92	45,55	10,04	0,56	0,58	99,24
8	23,07	1,00	1,73	0,91	8,29	3,48	7,46	45,99	12,51	0,53	0,62	105,58
9	21,08	1,07	1,71	0,67	7,64	3,18	10,83	41,09	8,71	0,42	1,03	97,43
10	22,76	1,38	1,77	0,84	7,74	3,52	17,06	42,92	3,50	0,40	0,68	102,55

Рентгеновские исследования, а именно – дифракция электронов Кикучи (EBSD), не дали диффракционной картины, так же, как и рентгенофазовый анализ в камере Гандольфи (без предварительного истирания). Интересные данные были получены в результате спектроскопии комбинационного рассеяния. Снятые при длине волны лазера 532 нм спектры соответствуют спектрам синтетического оксида иридия (рис. 3.9). Учитывая сходство составов рассматриваемого вещества, это является достаточно убедительным доводом в пользу того, что в рассматриваемой фазе наряду с оксидами Fe, Mn, V и других элементов, действительно входит оксид Ir. Вероятный малый размер отдельных частиц может мешать получению рентгеновских спектров, не препятствуя при этом комбинационному рассеянию, которое зависит от ближнего порядка.

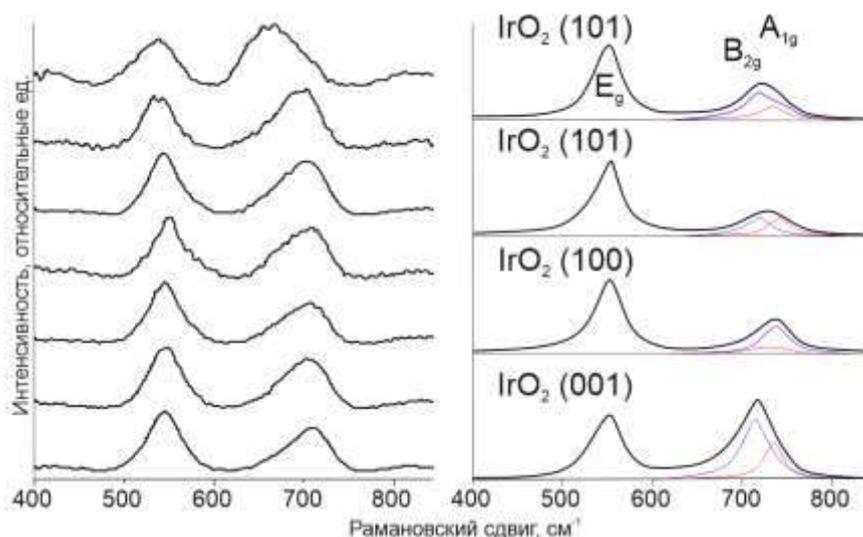


Рис. 3.9. Слева – спектры комбинационного рассеяния оксида иридия из россыпи ручья Прижимный, длина волны лазера 532 nm, снятые без учёта ориентировки, справа – спектры комбинационного рассеяния синтетического IrO₂ (λ=532 nm, структурный тип рутила, в скобках указано кристаллографическое направление, параллельное лучу лазера, по (Chen *et al.*, 2006))

Наряду с оксидом иридия, также были встречены многочисленные кислородсодержащие соединения ЭПГ. Однако, в их составе, наряду с кислородом, фигурируют весьма значительные примеси Si, Mg, Cr, Al, Fe и других элементов, а содержание самого кислорода крайне невыдержанно. Всё это позволяет предположить, что они являются не оксидами ЭПГ, а тонким сростанием силикатов и оксидов с минералами платиновой группы, и поэтому, рассмотрение их составов в настоящем разделе было бы излишним.

Сульфиды и интерметаллиды Fe, Ni, Co, Cu

Наряду с МПГ, в дунитах массивов Матыскен и Эпильчик широко распространены сульфиды и интерметаллиды Fe, Ni, Co и Cu. Наиболее распространён среди них пентландит, в некоторых случаях представленный кобальтовой разностью (до 11,4 мас. % Co, табл. 18). В редких случаях, в составе пентландита обнаружены элементы платиновой группы: Rh (до 0,78 мас. %), Pd (до 0,45 мас. %), Ir (до 0,62 мас. %) и Pt (до 0,39 мас. %). Максимальное обнаруженное суммарное содержание ЭПГ в пентландите составляет 1,32 мас. %.

Среди интерметаллидов наибольшим распространением пользуется аваруйт Ni₃Fe, который при внимательном изучении может быть обнаружен в любом образце дунита рассматриваемых массивов. В большинстве случаев состав аваруйта близок к идеальному

Ni₃Fe, однако, целый ряд анализов отклоняется в сторону Ni₂Fe. Для аваруита также характерна небольшая примесь Co (до 2,9 мас. %). В этом минерале, также, как и в пентландите, обнаружены примеси ЭПГ, однако значительно меньшие: до 0,20 мас. % Rh, 0,27 мас. % Ir, 0,28 мас. % Pt. Pd в составе аваруита определён не был.

Таблица 18

**Состав сульфидов и интерметаллидов Fe, Ni и Co массивов Матыскен и
Эпильчик**

№	Массовые %									Атомные %							
	S	Fe	Co	Ni	Rh	Pd	Ir	Pt	Сумма	S	Fe	Co	Ni	Rh	Pd	Ir	Pt
Матыскенский массив																	
1	32,41	39,96	н/о	25,21	0,78	н/о	0,56	н/о	98,92	46,65	33,03	н/о	19,83	0,35	н/о	0,13	н/о
2	32,47	32,72	3,84	30,59	н/о	н/о	0,62	н/о	100,24	46,28	26,78	2,98	23,82	н/о	н/о	0,15	н/о
3	32,54	29,32	11,36	26,17	н/о	н/о	н/о	н/о	99,39	46,58	24,10	8,85	20,47	н/о	н/о	н/о	н/о
4	32,62	32,60	4,17	29,82	н/о	н/о	0,47	0,35	100,03	46,57	26,73	3,24	23,26	н/о	н/о	0,11	0,08
5	33,08	37,62	2,08	26,01	н/о	0,45	0,40	0,39	100,03	47,06	30,73	1,61	20,22	н/о	0,19	0,09	0,09
6	33,14	32,03	5,44	29,35	н/о	н/о	0,62	н/о	100,58	46,92	26,04	4,19	22,71	н/о	н/о	0,15	н/о
7	33,17	42,90	1,38	22,04	н/о	н/о	н/о	н/о	99,49	46,98	34,89	1,06	17,06	н/о	н/о	н/о	н/о
8	33,29	42,27	0,94	23,98	н/о	н/о	н/о	н/о	100,48	46,77	34,10	0,72	18,41	н/о	н/о	н/о	н/о
9	33,30	44,09	1,57	22,13	н/о	н/о	н/о	н/о	101,09	46,53	35,38	1,19	16,90	н/о	н/о	н/о	н/о
10	33,50	42,73	1,61	22,92	н/о	н/о	н/о	н/о	100,76	46,89	34,35	1,23	17,53	н/о	н/о	н/о	н/о
11	33,98	42,22	1,28	23,04	н/о	н/о	н/о	0,06	100,58	47,51	33,90	0,97	17,60	н/о	н/о	н/о	0,01
12	34,18	41,92	1,24	23,39	н/о	н/о	н/о	н/о	100,73	47,67	33,57	0,94	17,82	н/о	н/о	н/о	н/о
13	н/о	24,24	0,61	73,54	н/о	н/о	н/о	н/о	98,39	н/о	25,57	0,61	73,82	н/о	н/о	н/о	н/о
14	н/о	24,61	0,71	73,30	н/о	н/о	н/о	н/о	98,62	н/о	25,90	0,71	73,40	н/о	н/о	н/о	н/о
15	н/о	24,13	0,74	73,64	н/о	н/о	0,19	н/о	98,70	н/о	25,41	0,74	73,79	н/о	н/о	0,06	н/о
16	н/о	25,66	н/о	73,07	0,20	н/о	н/о	н/о	98,93	н/о	26,92	н/о	72,96	0,11	н/о	н/о	н/о
17	н/о	24,76	0,97	73,37	н/о	н/о	н/о	н/о	99,10	н/о	25,93	0,96	73,11	н/о	н/о	н/о	н/о
18	н/о	24,31	0,86	73,73	н/о	н/о	0,27	н/о	99,17	н/о	25,49	0,85	73,57	н/о	н/о	0,08	н/о
19	н/о	27,67	0,48	71,18	н/о	н/о	0,26	н/о	99,59	н/о	28,84	0,47	70,60	н/о	н/о	0,08	н/о
20	н/о	24,33	0,67	75,02	н/о	н/о	н/о	0,28	100,30	н/о	25,23	0,66	74,03	н/о	н/о	н/о	0,08
21	н/о	31,12	1,26	67,96	н/о	н/о	н/о	н/о	100,34	н/о	32,09	1,23	66,68	н/о	н/о	н/о	н/о
Эпильчикский массив																	
22	н/о	59,26	41,04	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	100,30	н/о	60,37	39,63	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
23	н/о	60,59	39,42	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	100,01	н/о	61,86	38,14	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
24	н/о	33,29	2,83	65,75	н/о	н/о	н/о	н/о	101,88	н/о	33,78	2,72	63,50	н/о	н/о	н/о	н/о
25	н/о	32,61	2,87	65,54	н/о	н/о	н/о	н/о	101,03	н/о	33,38	2,78	63,84	н/о	н/о	н/о	н/о
26	н/о	31,99	2,77	65,16	н/о	н/о	н/о	н/о	99,92	н/о	33,11	2,72	64,17	н/о	н/о	н/о	н/о
27	н/о	32,37	2,40	67,07	н/о	н/о	н/о	н/о	101,84	н/о	32,87	2,31	64,82	н/о	н/о	н/о	н/о
28	34,33	42,28	н/о	23,92	н/о	н/о	н/о	н/о	100,53	47,89	33,87	н/о	18,24	н/о	н/о	н/о	н/о
29	36,47	63,42	н/о	0,47	н/о	н/о	0,44	н/о	100,79	49,81	49,74	н/о	0,35	н/о	н/о	0,10	н/о
30	36,16	63,02	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	99,18	49,98	50,02	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
31	н/о	60,92	37,55	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	98,47	н/о	63,12	36,88	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

3.3 Сопоставление коренных и россыпных ассоциаций МПГ

Проведённый анализ минеральных ассоциаций россыпных и коренных проявлений МПГ суммирован в таблице 20. Анализ показал, что у объектов есть как схожие черты, так и отличия:

1. Платина из проявления реки Матыскен и платина из коренных проявлений Матыскенского массива практически идентична по составу. В обоих случаях преобладают зёрна изоферроплатины с соотношением Pt и Fe, близким к стехиометричному (Pt_3Fe). Для части зёрен, при этом, отмечается незначительный избыток Fe за счёт дефицита ЭПГ. Содержание Cu в изоферроплатине незначительно. Также, для этих объектов выделяется значительная группа зёрен с высоким содержанием Ir, а содержание Pd и Rh одно из самых низких из всех рассмотренных объектов. Среди вторичных минералов преобладает тетраферроплатина, туламинит и неназванные интерметаллиды (Cu_3Pt и Fe_2NiPt). Замещение платины сульфидами (куперитом и тиошпинелями) не выявлено; арсениды и сульфоарсениды встречаются редко.

2. Россыпные проявления реки Снеговая и Ватына и коренные проявления Эпильчикского массива также близки между собой по составу ассоциации МПГ. Для них, так же, как и для проявлений, связанных с Матыскенским массивом, характерно присутствие зёрен с высоким содержанием Ir, при этом, среднее содержание этого элемента выше в платине коренных проявлений. Кроме того, только в россыпной ассоциации встречены низкожелезистые зёрна, коренной источник которых, по-видимому, не был опробован. Для этих зёрен характерна высокая примесь Cu и Pd. Среднее содержание Pd в изоферроплатине для проявлений, связанных с Эпильчикским массивом, несколько выше, чем в случае с Матыскенским, а содержания Rh – наивысшие среди всех рассматриваемых объектов. Вторичные минералы представлены, в целом, такой же ассоциацией, как и в случае Матыскенского массива, однако, арсениды и сульфоарсениды встречаются значительно чаще.

3. Для водотоков, дренирующих Итчайваямский массив – рек Итчайваям и Каменистая – характерны различные ассоциации МПГ. Платина из проявления реки Итчайваям разбивается на две группы – изоферроплатину и самородную платину, богатую Pd и Cu, в то время, как в проявлении реки Каменистая встречена только изоферроплатина. В целом, распределение примесей в изоферроплатине и самородной платине следующее: для реки Итчайваям характерно наибольшее среди всех рассмотренных объектов среднее содержание Pd, самое низкое содержание Ir и содержание Rh примерно на том же уровне, что и в случае Матыскенского массива. При этом, содержание Pd и Rh в проявлении реки Итчайваям несколько выше, чем в проявлении реки Каменистая. Среди поздних минералов преобладают сульфиды –

куперит и маланит. Минералы группы тетраферроплатины и неназванные интерметаллиды Pt-Fe-Cu и Rh-Ir-Os-Fe в платине этих объектов не встречены.

4. Ассоциация МПГ россыпи ручья Прижимный близка к ассоциации россыпного проявления реки Итчайваям. Для этого объекта характерно преобладание зёрен, по составу отвечающих самородной платине, значительная доля зёрен с высоким содержанием Cu в изоферроплатине и самородной платине, умеренные содержания Ir и Pd. В поздней ассоциации широко проявлены сульфиды МПГ при полном отсутствии вторичных интерметаллидов. Среди включений в платине отмечается хромшпинелид, по составу отвечающий типичному хромшпинелиду дунитов концентрически-зональных массивов, а также хроммагентит, по составу отвечающий хроммагентиту верлитов или клинопироксенитов, и ильменит, также являющийся минералом, характерным для пород верлит-клинопироксенитовой оболочки.

Выявленные отличия между ассоциациями МПГ необходимо рассмотреть, учитывая различия в геологическом строении массивов, с которым они связаны. Связь состава россыпной ассоциации МПГ со степенью эрозионного среза коренного источника была обоснована А.Я. Некрасовым с соавторами (1991, 1994) на примере Кондёрского массива и сопутствующих россыпей. В дальнейшем, эти наблюдения нашли применение при изучении массивов Корякского нагорья (Толстых, 2004; Сидоров, 2012). Наиболее статистически достоверные данные были получены в работе, выполненной сотрудниками Института вулканологии по заказу АО «Корякгеолдобыча» (Сидоров и др., 2012). В этой работе на основе микронзондового анализа большого числа зёрен платины и сопоставления его результатов с данными о содержании ЭПГ, полученными в ходе аффинажа добытого металла, было показано, что для платины россыпи ручья Ледяной, дренирующей центральные части массивов, характерно большее содержание Ir и Fe и меньшее Pd и Rh в сравнении с платиной россыпи реки Левтыринваям, которая дренирует краевые части массива (Сидоров, 2009; Сидоров и др., 2012). В целом, ассоциация, в которой преобладает изоферроплатина со значительной примесью Ir, соответствует *иридисто-платиновому типу*, а ассоциация, в которой преобладает самородная платина с высокой примесью Pd – *платиновому типу* по классификации, предложенной А.Г. Мочаловым (2001).

Сравнение ассоциаций МПГ различных объектов Корякского нагорья

Минерал/массив/объект	Матыскенский		Эпильчикский		Итчайваямский		Прижимный
	Коренные	река Матыскен	Коренные	река Снеговая	река Итчайваям	река Каменная	руч. Прижимный
Изоферроплатина Pt ₃ Fe	И	И	И	И	И	И	И
Самородная платина Pt	–	–	–	И	И	–	И
Самородный осмий Os	В	В	В	В/И	В	–	В
Самородный иридий Ir	В	В	В	В	–	–	–
Тетраферроплатина PtFe	К	К	К	К	–	–	–
Туламинит Pt ₂ FeCu	К	К	К	К	–	–	–
Никельферроплатина Pt ₂ FeNi	К	К	–	–	–	–	–
Н/с Fe ₃ Pt	К	–	К	К	–	–	–
Н/с Cu ₃ Pt	К	–	–	К	–	–	–
Н/с Ni ₂ FePt	К	–	–	–	–	–	–
Н/с Cu ₄ Pt	К	–	–	–	–	–	–
Самородное железо Fe	–	–	К	–	–	–	–
Куперит PtS	В	–	–	В	К	К	К
Высоцит (Pt,Pd)S	–	–	–	–	В	–	В
Лаурит RuS ₂	В	В	–	В	В	В	В
Эрликманит OsS ₂	В/К	В/К	–	В/К	В	–	–
Баунит и другие сульфиды Rh	В	–	–	В	В	В	–
Кашинит (Ir,Rh) ₂ S ₃	В	–	–	–	–	–	–
Купроиридисит CuIr ₂ S ₄	В	–	–	–	–	–	В
Купрородсит CuRh ₂ S ₄	–	–	–	–	–	–	В
Маланит CuPt ₂ S ₄	–	–	–	К	К	–	К
Сперрилит PtAs ₂	К/В	К/В	–	В/К	–	–	К
Ирарсит IrAsS	К/В	–	–	К/В	–	–	–
Холлингвортит RhAsS	–	–	К/В	К/В	–	–	К/В
Платарсит PtAsS	–	–	–	К	–	–	–
Осарсит OsAsS	–	–	–	К	–	–	–
Н/с (Fe,Rh)As	–	–	К	–	–	–	–
Кейтконнит Pd ₂₀ Te ₇	–	–	–	–	В	–	–
Н/с Pd ₃ CuS	–	–	–	–	–	–	В
Н/с PtTe ₂	–	–	–	К	–	–	–
Au-Hg-Pd	–	–	–	–	И	–	–
Самородное золото Au*	–	–	–	В	В	–	–
(Ir,Bi)(Te,Sb)	К	–	–	–	–	–	–
«Оксид» Ir	–	–	–	К	–	–	К
Аваруит Ni ₃ Fe*	И/К	–	И/К	–	–	–	–
Вайрауит CoFe*	И/К	–	И/К	–	–	–	–
Пентландит (Fe,Ni) ₉ S ₈ *	И	–	И/В	–	–	–	–
Пирротин Fe ₇ S ₈ *	И/В	В	И/В	В	–	–	–
Борнит Cu ₅ FeS ₄ *	–	–	–	–	–	–	В

Примечание: Минерал образует: «И» – индивидуальное зерно, «В» – включения в платине, «К» – образует каймы вокруг других минералов или развивается по трещинкам; «–» – минерал не встречен, «» – минерал встречен 1–2 раза, «» – минерал встречен неоднократно, «» – минерал относится к числу преобладающих; * золото, сульфиды и интерметаллиды Ni, Fe, Cu и Co учтены только в случае их совместного нахождения с МПГ или же наличия в их составе примеси ЭПГ. «Н/с» – неназванное соединение

Похожая ситуация наблюдается и на Итчайваямском массиве, где в проявлении реки Итчайваям, наряду с изоферроплатиной, значительную роль играет самородная платина с высоким содержанием Cu и Pd, не встреченная в проявлении реки Каменистая. Возможная причина различия минеральных ассоциаций этих проявлений становится понятна при рассмотрении геологической карты массива (рис. 2.6). Обе реки дренируют небольшие выходы дунитов в северо-западной части массива, и обе они, разумеется, дренируют верлиты, клинопироксениты и габброиды, слагающие основную часть массива. Однако, река Итчайваям обладает значительно большим бассейном, образованным притоками, протекающих по пироксенитам и габброидам. Тот факт, что с существенно клинопироксенитовыми, малоэродированными массивами связаны только малообъёмные россыпные проявления, подобные проявлению реки Пустая (Tolstykh et al., 2000) или рассмотренной в данной работе россыпи ручья Прижимный, свидетельствует о том, что в породах верлит-клинопироксенитовой оболочки содержание платины, крупность которой достаточна для россыпеобразования, невелико. Можно предположить, что источник самородной платины реки Итчайваям локализуется в клинопироксенитах, и значительная доля этого минерала в россыпной ассоциации могла возникнуть только в результате эрозии огромной массы клинопироксенитов и габброидов. Кроме того, для ассоциации МПГ реки Итчайваям характерны зёрна состава Au-Hg-Pd, срastaющиеся с самородным золотом и МПГ. В габброидах массива Бараний, расположенного в 2-х км к северо-западу от опробованных участков реки Итчайваям, предшественниками описаны зоны развития борнит-халькопиритовой минерализации, в которых были обнаружены срastания самородного золота и теллуридов Pd (Разумный и др., 2004). Можно предположить, что подобные зоны также развиты в габброидах Итчайваямского массива.

Источник платины россыпи ручья Прижимный также заслуживает отдельного рассмотрения. В отличие от платины проявлений, связанных с Итчайваямским массивом, платина ручья Прижимный содержит многочисленные включения хромшпинелидов, которые позволяют достаточно надёжно определить её коренной источник. В ряде зёрен эти включения представлены высокохромистыми разностями, соответствующими типичным хромшпинелидам дунитов, в других случаях – хроммагнетиту, близкому по составу хроммагнетиту пород верлит-

клинопироксенитовой оболочки (рис. 3.28). Первое обстоятельство определённо указывает на наличие в области питания россыпи дунитовых тел. Эти тела не были обнаружены предшественниками в ходе геологической съёмки, в том числе и весьма детальной (масштаба 1:50 000, Семёнов, 1981ф). Самое простое объяснение заключается в том, что они были просто пропущены, как это произошло в случае с Левоандриановским массивом, где коренные выходы дунитов были обнаружены только в ходе повторной геологической съёмки (Б.А. Марковский, устное сообщение, 2016). Другое объяснение может заключаться в том, что дуниты были представлены небольшими телами, в дальнейшем полностью эродированными, либо в современном рельефе перекрытыми флювиогляциальными отложениями, широко развитыми в пределах рассматриваемой территории (Разумный, 2017). Предположение о присутствии дунитов в источнике питания россыпи ручья Прижимный косвенно подтверждается обнаруженными в близлежащем Мачевнинском массиве высыпками дунитов.

Присутствие пикритовых штоков в веховьях ручья Прижимный, отмеченное Я.А. Семёновым в ходе геологической съёмки масштаба 1:50 000 (1981ф), делает необходимым их рассмотрение в качестве возможного источника платины. Как было показано в главе 2, пикриты и пикробазальты образуют генетически единую ассоциацию с породами платиноносных концентрически-зональных массивов. Во многом похожая ситуация наблюдается в Монголии, где, как было отмечено в заключении главы 2, Бургастайнский дифференцированный массив и ультрамафические вулканы образуют генетически единую вулканоплутоническую ассоциацию (Изох и др., 2007). Породы этой ассоциации являются предполагаемым источником платины россыпи реки Бургастайн-Гол, несущей признаки иридистого-платинового типа (Оюнчимэг и др., 2009). Тем не менее, рассмотрение собственно вулканических фрагментов вулканоплутонических ассоциаций в качестве источника МПГ представляется затруднительным в виду двух причин. Первая заключается в том, что единичные существующие интерметаллиды Pt-Fe и минералы системы Os-Ir-Ru представлены мельчайшими включениями в хромшпинелиде, размер которых не превышает первых мкм (Kamenetsky et al., 2015). Вторая причина заключается в том, что, как было показано выше (рис. 2.35а), содержание Pt в пикритах почти на порядок ниже, чем в дунитах.

Платина массивов Матыскен и Эпильчик, а также связанных с ними россыпных проявлений, характеризуется смещением составов в сторону железистых разностей, а также несколько повышенным содержанием Ir при умеренных примесях Cu и Pd, что, согласно построениям предшественников (Толстых, 2004), свидетельствует о значительной степени эродированности их источника. Это хорошо согласуется с геологическим строением массивов, в первую очередь – с большой долей дунита в их современном эрозионном срезе. С учётом географического положения этих массивов и сопряжённых россыпных проявлений, можно предположить, что для проявления реки Матыскен основным и, вероятно, единственным источником были пункты минерализации в дунитах Матыскенского массива. В случае с проявлениями рек Снеговая и Ватына основным источником были аналогичные пункты минерализации в пределах Эпильчикского массива. Так как в общих чертах МПГ массивов Матыскен и Эпильчик схожи между собой, а исток реки Снеговая находится в пределах южной части Матыскенского массива, нельзя отрицать его роль в формировании. Однако, так как большая часть зёрен платины, обнаруженных в проявлениях рек Снеговая и Ватына характеризуются крайне низкой степенью окатанности, в то время, как зёрна из проявления реки Матыскен окатаны значительно сильнее, можно предположить, что участие материала Матыскенского массива в формировании проявления реки Снеговая было достаточно скромным.

В этом контексте интересными становятся явные различия в составе вторичных минералов эродированных в различной степени массивов. В случае глубокоэродированных массивов, минералы поздней ассоциации представлены, в первую очередь, интерметаллидами – тетраферроплатиной и туламинитом, в то время, как платина малоэродированных массивов замещается сульфидами ЭПГ, а тетрагональные интерметаллиды в них вообще не встречены. Это указывает на то, что в слабоэродированных массивах процессы изменения протекали в условиях высокой фугитивности серы (подробно условия образования минералов будут рассмотрены в Главе 5). Можно предположить, что такие условия характерны для апикальных частей массивов. Однако, подобное объяснение встречает явные затруднения, так как в современном срезе массивов Матыскен и Эпильчик краевые части дунитового ядра и клинопироксенит-верлитовая оболочка также представлены, а значит – в россыпи должны присутствовать зёрна платины, подвергшиеся замещению сульфидами.

Подобные зёрна в проявлениях рек Снеговая и Матыскен встречены не были. Таким образом, наиболее простое объяснение различия в составе поздней ассоциации МПГ заключается в том, что процессы вторичного преобразования МПГ в массивах Итчайваям и Прижимный с одной стороны, и Матыскен и Эпильчик с другой, в целом протекали при разных условиях. Эти условия будут рассмотрены в заключительной главе.

Рассмотренные особенности различных коренных и россыпных проявлений МПГ позволяют выделить три основных типа источника, принимавших участие в формировании россыпных проявлений:

I. Хромшпинелидовые скопления в дунитах, для которых характерна изоферроплатина с незначительной примесью Cu и Pd при относительно высокой примеси Ir.

II. Рудные зоны в клинопироксенитах и верлитах, для которых характерна самородная платина, либо изоферроплатина с дефицитом Fe и большой примесью Cu и Pd.

III. Рудные зоны в габброидах, содержащие сульфиды и теллуриды Pd и Pt, а также, интерметаллиды Au, Pd и Hg.

Источник I типа был изучен в коренном залегании – как в рамках этой работы, так и работами предшественников на Гальмоэнанском массиве и массивах Уральского платиноносного пояса.

Источник типа III также был описан предшественниками, причём, в непосредственной близости от проявления реки Итчайваям, для которого характерна Au-Pd-Pt ассоциация.

Большую трудность представляет источник второго типа, на рассмотрении которого следует остановиться подробно. Его выделение стало возможно благодаря двум основным особенностям ассоциаций МПГ:

а) в подробно изученных коренных хромит-платиновых проявлениях массивов Итчайваям и Эпильчик не были встречены богатые Pd и Cu зёрна самородной платины, типичные для россыпных проявлений, связанных со слабоэродированными массивами;

б) в ряде зёрен платины из россыпи ручья Прижимный встречены

хроммагнетиты, состав которых близок к хроммагнетиту пород верлит-клинопироксенитовой оболочки массивов.

Таким образом, вся совокупность приведённых данных позволяет сформулировать **первое защищаемое положение:**

Для россыпных проявлений рек Каменистая и Матыскен характерен гомогенный источник МПГ, связанный с хромит-платиновым оруденением в дунитах близлежащих массивов, а для проявлений рек Снеговая, Итчайваям и россыпи ручья Прижимный – гетерогенный, представленный как породами верлит-клинопироксенитовых зон, так и дунитами, ранее не выявленными в области сноса ручья Прижимный.

ГЛАВА 4. ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Настоящая глава посвящена взаимоотношениями минералов платиновой группы между собой и породообразующими минералами. В предыдущей главе было показано, что для россыпных проявлений, связанных с массивами Итчайваям и Прижимный вероятно присутствие платины из источника, отличного от дунитов. Тем не менее, как будет показано ниже, для всех объектов существуют общие закономерности, которые перекликаются с наблюдениями предшественников, выполненными на других концентрически-зональных массивах. Значительные отличия наблюдаются только в случае с поздней минерализацией. Поэтому, описание онтогенических особенностей будет дано единым блоком для всех объектов, а отличия между ними – специально выделены в тексте. Отдельным пунктом будет дано описание платинометалльной минерализации в коренных проявлениях в верлитах.

4.1 Взаимоотношения МПГ и сопутствующих минералов

Большинство исследователей платиноносных массивов выделяют две главные ассоциации минералов платиновой группы. К ранней (или первичной) ассоциации обычно относят кубические Pt-Fe минералы, самородный осмий и иридий, минералы ряда лаурит-эрликманит и кашинит-бауит (Генкин, 1997; Толстых, 2004; Malitch et al., 2015). К той же ассоциации относят и хромшпинелид. К поздней ассоциации относят минералы группы тетраферроплатины, некоторые сульфиды, арсениды, теллуриды, а также серпентин, магнетит, гранаты, хлориты и другие минералы. Результаты проведённых исследований в общих чертах не противоречат этому порядку, поэтому описание онтогенических особенностей минералов будет приведено в согласии с ним.

Основная часть зёрен платины была встречена в хромшпинелидовых скоплениях Матыскенского и Эпильчикского массивов. Кроме того, МПГ были обнаружены в образцах других пород Матыскенского и Эпильчикского массивов, в том числе – в породах клинопироксенит-верлитовых зон, а также в серпентиновых прожилках и массивных серпентинитах.

Максимальный размер обнаруженных отдельных зёрен платины составил 3 мм (рис. 4.1) при наибольшем распространении зёрен величиной в первые микрометры.

Последние, при внимательном изучении полированных образцов, могут быть обнаружены в любом скоплении хромшпинелида; относительно крупные зёрна (величиной более 50 мкм) встречаются значительно реже. В большинстве случаев они представлены срастанием хромшпинелида и изоферроплатины. Включения платиновых минералов в оливине вне контакта с хромшпинелидом или серпентином отмечены не были, однако, в литературе существуют описания таких включений, например – в массивах Уральского платиноносного пояса (Толстых и др., 2011) и Феклистовском массиве (Власов, 2003). Остальные минералы, как правило, образуют включения в Pt-Fe сплавах. Мелкие включения изоферроплатины в хромшпинелиде производят впечатление идиоморфных кристаллов, однако, более детальный морфологический анализ показал, что их границы, как правило, параллельны границам кристалла-хозяина (рис. 4.2г). Это говорит о том, изоферроплатина может выполнять отрицательные кристаллы в хромшпинелиде. Подобное явление, но проявленное значительно ярче, было описано на примере хромшпинелид-платиновых срастаний из пород Уральского платиноносного пояса (Степанов, 2018). В случае относительно крупных срастаний, изоферроплатина также занимает подчинённое, по отношению к хромшпинелиду, положение, как бы цементируя его агрегат (рис. 4.1-а), при этом в ней встречаются включения идиоморфных кристаллов хромшпинелида. Это, наряду с упомянутой позицией платины, может свидетельствовать о её более позднем, относительно хромшпинелида, образовании. Однако, более детальное рассмотрение хромит-платиновых срастаний показывает, что на месте их контакта, как на платине (рис. 4.1в, г), так и на хромшпинелиде (рис. 4.1д) присутствует тонкая ступенчатая штриховка. Аналогичная штриховка была ранее описана в зёрнах Уральского платиноносного пояса и интерпретируется авторами (Степанов и др., 2015) как индукционная. Это наблюдение представляет большой интерес, так как в таком случае, можно говорить об одновременной кристаллизации хромшпинелида и платины, по крайней мере, на одной из стадий формирования минерализации. Стоит заметить, что из-за малого размера зёрен, гониометрические измерения проведены не были, и эта интерпретация остаётся основанной на внешнем сходстве штриховки на платине с классической и доказанной гониометрией индукционной штриховкой на других минералах, описанных во многих работах (Григорьев, 1961; Жабин, 1979; Попов, 2011).

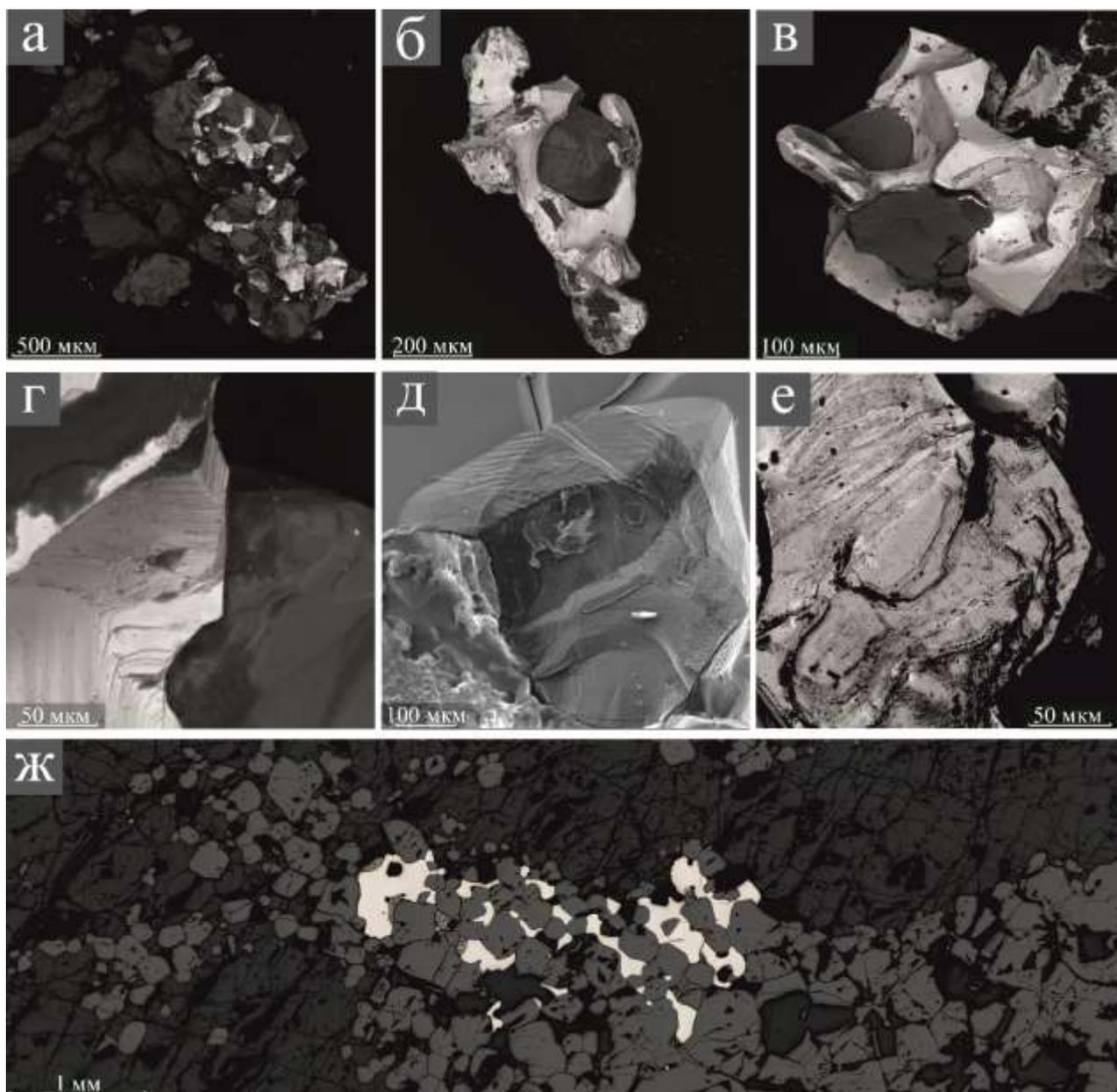


Рис. 4.1. Изображения зёрен изоферроплатины из протолочек дунитов и хромшпинелидовых скоплений Матыскенского массива; а – агрегат изоферроплатины и хромшпинелида, б – кристалл хромшпинелида в изоферроплатине, в – срастание изоферроплатины и хромшпинелида, г – индукционная штриховка на поверхности изоферроплатины на месте выпавшего кристалла хромшпинелида, д – индукционная штриховка на месте выпавшего из хромшпинелида при полировке зерна изоферроплатины, е – зерно платины с признаками ступенчатого роста и вициналью, ж – позиция крупного агрегата изоферроплатины в хромшпинелидовом скоплении. Изображения в обратно-рассеянных электронах, кроме «д» (вторичные электроны) и «ж» (отражённый свет)

Тем не менее, объяснение образования подобной штриховки другим способом представляется достаточно затруднительным. Кроме того, на зёрнах платины Матыскенского массива заметна штриховка (рис. 4.1e), не связанная с противоотпечатком хромшпинелида, и представляющая собой ростовую скульптуру. В

целом, с точки зрения решения проблемы о порядке кристаллизации хромшпинелида и платины, доказательство индукционной природы штриховки на их гранях не является необходимым. Сам факт наличия сложных деталей морфологии на месте контакта этих минералов (при том, что поверхности срастания кристаллов хромшпинелида между собой являются гладкими, см. рис. 2.30), а также – отсутствие идиоморфизма какого-либо из минералов (рис. 4.1ж), является весомым аргументом в пользу предположения об их совместной кристаллизации.

Анализ полированных образцов с изоферроплатиной показал, что она выполняет пространство между кристаллами хромшпинелида, особенно тяготея к местам тройных сочленений его кристаллов. В некоторых случаях создаётся впечатление, что разноориентированные зёрна хромшпинелида цементируются единым кристаллом платины, что, отчасти, подтверждается определением ориентировки минералов методом электронной дифракции Кикучи (рис. 4.2е, ж). При внимательном рассмотрении, хромшпинелид также не обнаруживает признаки идиоморфизма по отношению к платине (рис. 4.2б-г), подчиняясь форме её обособлений. В целом, эти наблюдения согласуются со сказанным ранее об индукционной штриховке. Тем не менее, необходимо рассмотреть и другие возможные варианты возникновения подобных взаимоотношений.

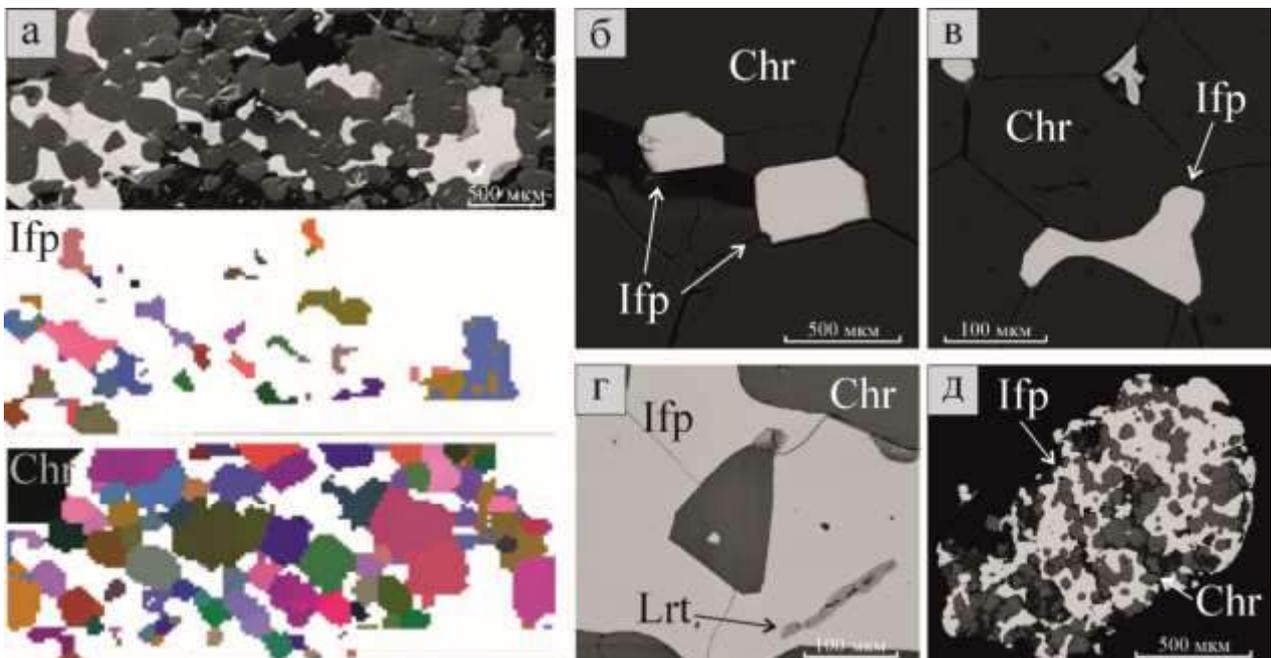


Рис. 4.2. Позиция изоферроплатины в скоплениях хромшпинелида; а – крупный агрегат хромшпинелида и изоферроплатины (сверху) и ориентировка кристаллов (снизу), б-г – взаимоотношения хромшпинелида и изоферроплатины, коренные проявления Матыскенского массива, д – срастание хромшпинелида и платины из россыпи ручья Прижимный

Как было показано при описании хромшпинелидовых скоплений, их форма является результатом перекристаллизации с образованием границ под углом, близким к 120° . Контакт между зёрнами хромшпинелида представлен гладкими гранями (рис. 2.30). Платина соприкасается с оливином значительно реже, и сделать однозначное заключение о её идиоморфизме нельзя. Однако, как видно из рис. 4.1ж, в местах её выхода за пределы скопления хромшпинелида границы её прямые и, вероятно, идиоморфные.

В коренных проявлениях Матыскенского массива, а также, в зёрнах из россыпи р. Снеговая отмечаются случаи перехода монолитного зерна изоферроплатины в пористый агрегат, пустоты которого выполнены хлоритом (рис. 4.3).

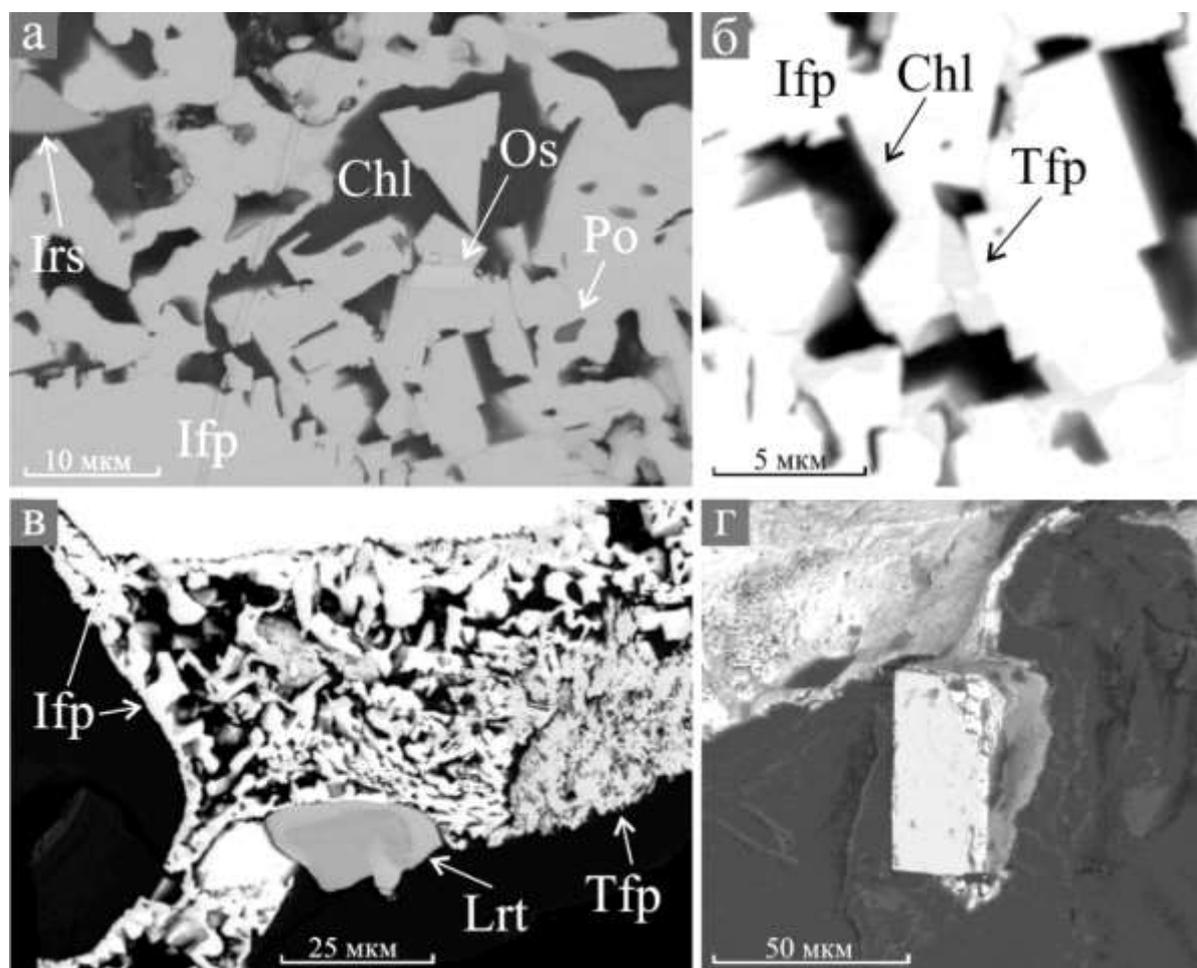


Рис. 4.3. Дорастание изоферроплатины I генерации изоферроплатиной II генерацией в краевых частях зёрен: а – скелетный кристалл изоферроплатины в краевой части зерна, содержащий включения пирротина и самородного осмия; свободное пространство выполнено хлоритом, также присутствует зерно ирарсита, б – увеличенное изображение «а», заметны мелкие обособления тетраферроплатины, в – скелетные кристаллы изоферроплатины и тетраферроплатины в краевой части зерна, присутствует также зональное зерно лаурита, г – объёмный снимок идиоморфного кристалла изоферроплатины из хромит-платинового срастания, сам кристалл находится в хлорит-серпентиновой матрице. Все изображения в BSE, все зёрна из скоплений хромшпинелида Матыскенского массива

Судя по морфологии этих образований, а именно – присутствию мелких граней и их параллельности между собой, они представляют собой скелетные кристаллы изоферроплатины. Состав их также отличается, в первую очередь, значительно меньшим содержанием Ir, иногда опускающимся ниже чувствительности метода анализа. Для изоферроплатины этого типа характерны мелкие включения пирротина (рис. 4.3а). Изоферроплатина II генерации похожа на крупные кубические кристаллы изоферроплатины из россыпей, связанных с Кондёрским массивом. Для них также характерно малое, в сравнении с ксеноморфной изоферроплатиной, содержание примесей, а также – тесное срастание с хлоритом при отсутствии включений хромшпинелида (Shcheka et al., 2004).

Указанные особенности изоферроплатины этого типа позволяют предположить, что она является более поздним, относительно основной части зёрен, образованием. Это подтверждается находками изоферроплатины в серпентиновых прожилках, где она также срастается с сульфидами (пентландитом) и также практически не содержит Ir (рис. 4.4а-в).

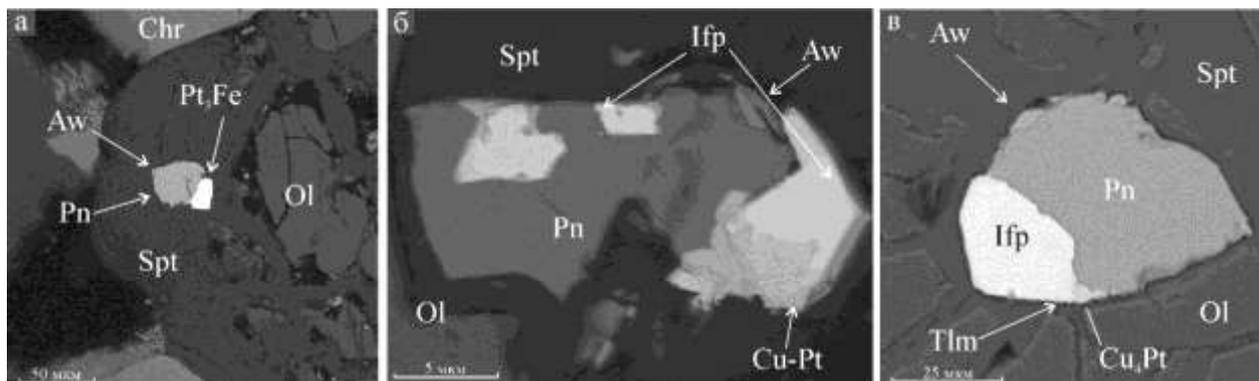


Рис. 4.4. Позиция изоферроплатины в серпентиновых прожилках совместно с пентландитом, аваруитом, туламинитом и неназванными интерметаллидами Cu-Pt. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Pt-Fe минералы также встречены в породах верлит-клинопироксенитовой оболочки Матыскенского массива. На рис. 4.5 показана позиция неназванного интерметаллида состава Pt-Fe-Pd-Sn в флогопитовом верлите. Так же, как и в случае с платиной в дунитах, она приурочена к скоплениям оксидных минералов. Отличие заключается, в том, что в данном случае эти минералы представлены не высокохромистым хромшпинелидом, а хроммагнетитом, содержащим лишь первые мас. % Cr₂O₃. Сходная позиция может рассматриваться как свидетельство общности механизма формирования минерализации в различных типах пород.

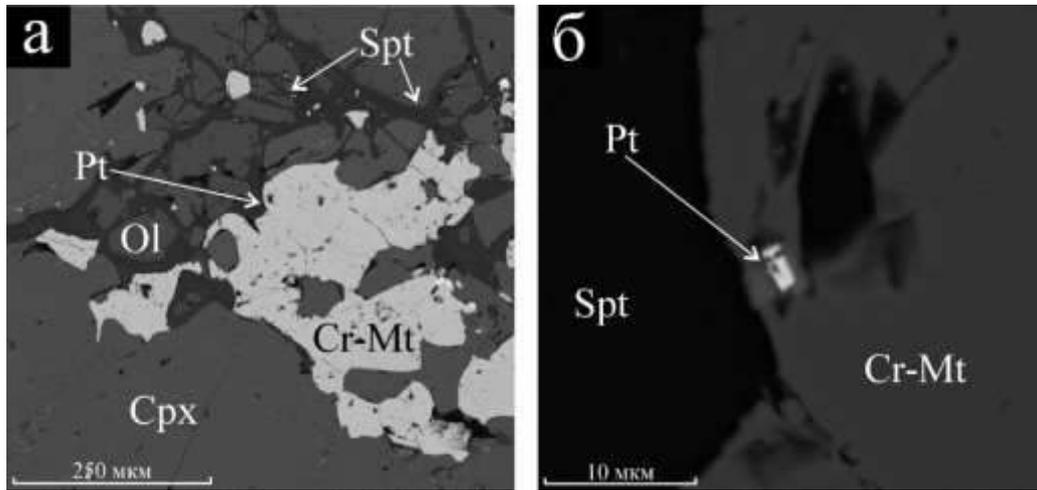


Рис. 4.5. Позиция интерметаллидов Pt-Fe-Pd-Sn в флогопитовом верлите Матыскенского массива

Кроме изоферроплатины, в хромшпинелиде также можно наблюдать включения самородного осмия. Этот минерал представлен двумя морфологическими типами (рис. 4.6). К первому типу относятся относительно крупные пластинки, обычно неравномерно распределённые в зёрнах изоферроплатины (рис. 4.6б, в, г). Эти пластинки образуют включения как в изоферроплатине, так и в хромшпинелиде; при этом, в обоих случаях они идиоморфны по отношению к минералу-хозяину (рис. 4.6в). На этом основании для них можно предположить раннее, по отношению к изоферроплатине и хромшпинелиду, образование. Второй тип представлен тонкими ламелями, которые образуют правильную решётку в изоферроплатине (рис. 4.6а, г). Такие структуры отмечались ранее и были проинтерпретированы как результат распада твёрдого раствора (Толстых, 2004). Однако, существуют наблюдения, противоречащие этой модели. В зёрнах Матыскенского массива наблюдаются «проникновения» ламелей таких решёток в полиминеральные включения (рис. 4.6д) и их прямой контакт с содержащимися во включениях силикатами. Подобные взаимоотношения невозможно объяснить результатом распада твёрдого раствора. Напротив, форма включений подчиняется направлению распространения пластинок осмия, что позволяет предположить более раннее образование последних. Кроме того, для структур распада твёрдого раствора характерны линзовидные обособления дочернего минерала (Попов, 2011), в то время, как пластинки осмия второго типа обладают выдержанной толщиной и не выклиниваются. Наряду с включениями двух описанных типов, были встречены обособления самородного осмия совершенно отличной морфологии (рис. 4.6е). Этот случай является свидетельством пластических

деформаций, происшедших уже после формирования зёрен платины ранней ассоциации.

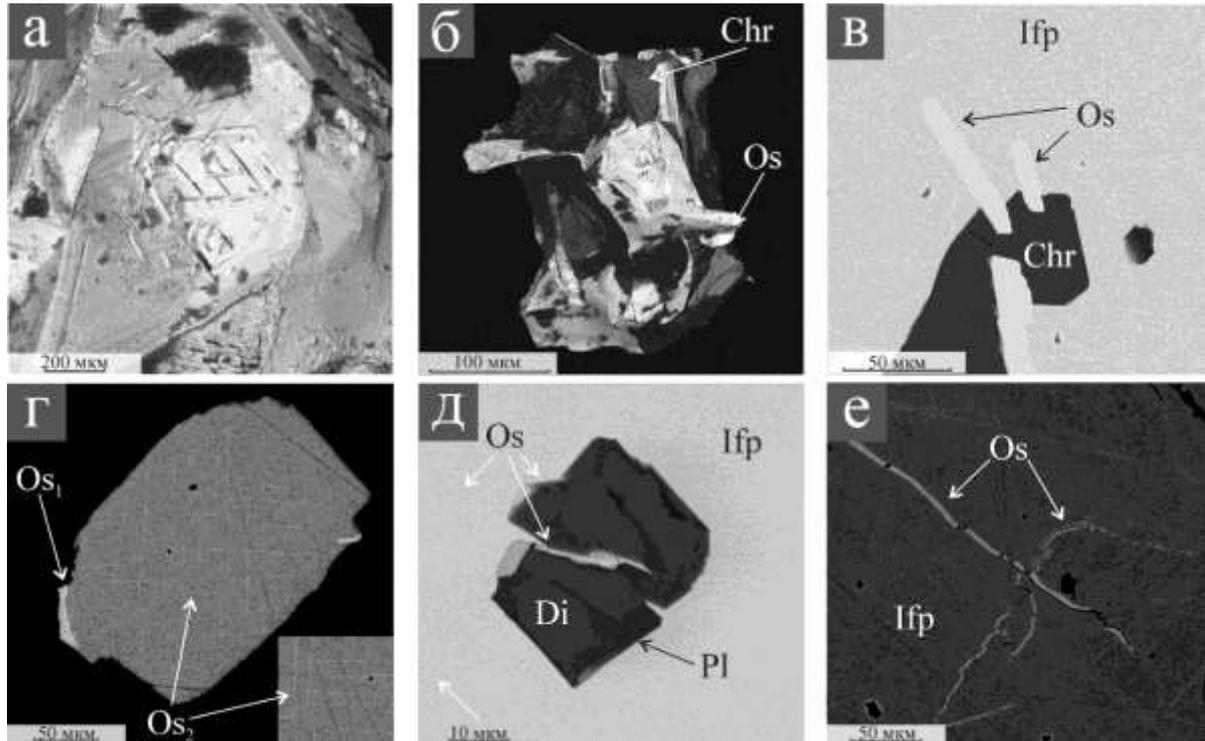


Рис. 4.6. Взаимоотношения самородного осмия и изоферроплатины. а – ориентированные включения самородного осмия в крупном зерне изоферроплатины, б – срастание изоферроплатины с осмием и хромшпинелидом, в – идиоморфные по отношению к хромшпинелиду и платине включения осмия, г – два типа ориентированных включений осмия в зерне изоферроплатины кубического габитуса, д – ориентированные включения осмия, проникающие в полиминеральное включение в изоферроплатине, виден результат хрупкой деформации одного из включений, е – деформированные ламели осмия, отличающиеся по составу. Изображение в обратно-рассеянных электронах; а, б – объёмные зёрна, в-е – полированные образцы; изображение «г» - россыпное проявление реки Матыскен, все остальные – коренные проявления Матыскенского массива

Самородный иридий является значительно более редким минералом. Он встречается в виде вкрапленности мелких кристаллов в изоферроплатине (рис. 4.6д) и представлен мелкими, эмульсионными обособлениями, вероятно образовавшимися в результате распада твёрдого раствора. Кроме морфологических особенностей, это косвенно подтверждается и тем, что зёрна изоферроплатины, содержащие вкрапленность самородного иридия, также содержат высокую примесь Ir.

Наиболее распространёнными, после самородного осмия, включениями в платине являются минералы ряда лаурит-эрликманит. Среди них можно выделить две морфологические разновидности, также отличающиеся и по составу. Первая разновидность (рис. 4.7а-г) по составу отвечает промежуточному члену изоморфного

ряда и представлена идиоморфными кристаллами с выраженной зональностью – центральные части таких зёрен обычно обогащены рутением относительно краевых (рис. 4.7в). Несколько реже встречается обратная зональность (рис. 4.7г). Вторая разновидность представлена эрликманитом, практически лишённым лауритового минала. При этом, в составе этого минерала появляется устойчивая примесь Ir и As. Такие зёрна замещают кристаллы самородного осмия, при этом, соотношения в них иридия, осмия и рутения оказываются очень близкими (рис. 4.7а).

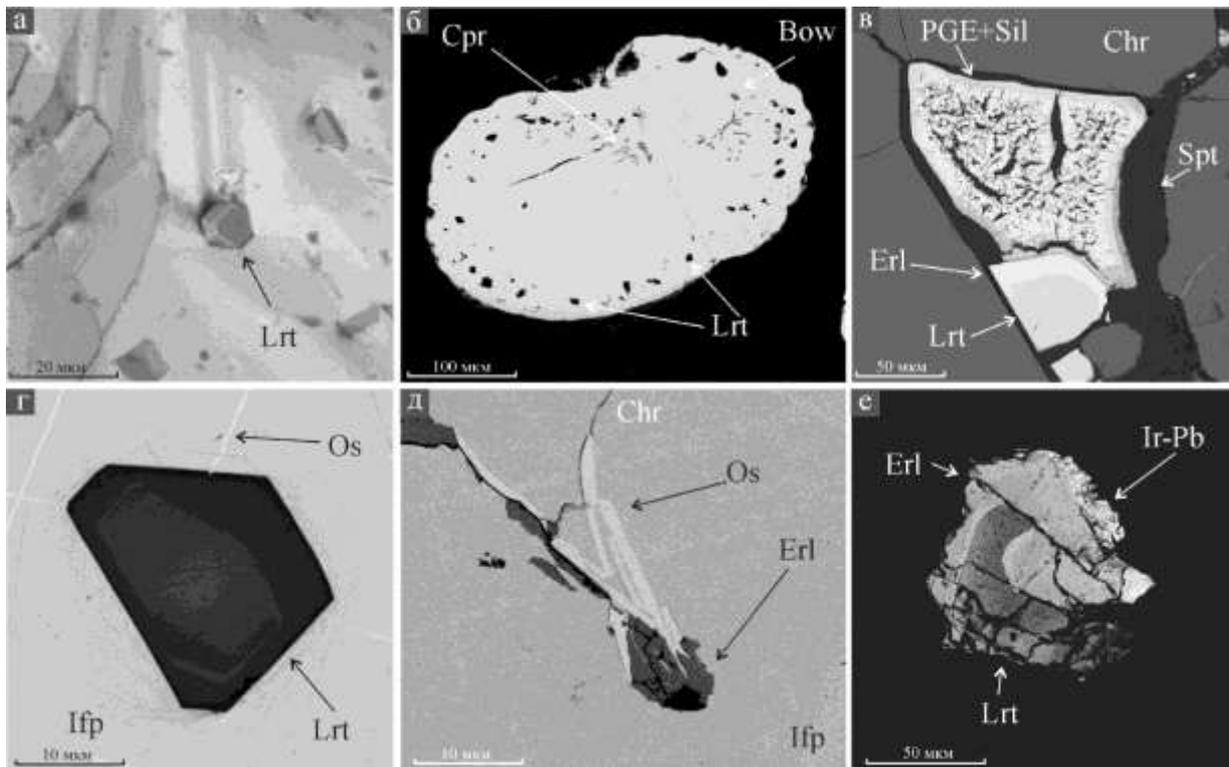


Рис. 4.7. Взаимоотношения с другими минералами минералов ряда эрликманит-лаурит; а – включения идиоморфных кристаллов лаурита в изоферроплатине, б – зональное распределение включений лаурита в изоферроплатине, в – зональный кристалл лаурита-эрликманита в интерстициях между кристаллами хромшпинелида и на контакте со сложным срастанием минералов платиновой группы и силикатом, г – зерно лаурита с обратной зональностью соседствует с ламелями осмия, д – замещение самородного осмия As-содержащим эрликманитом, е – срез зонального кристалла лаурита-эрликманита, в краевой части – неназванное соединение Pb и Ir. Все изображения в обратно рассеянных электронах. а – объёмный снимок зерна, остальное – снимки приполировок. а – р. Итчайваям, б – руч. Прижимный, в-е – коренные проявления Матыскенского массива

Позиция, которую занимают по отношению к платине минералы ряда бауит-кашинит (и близкие по составу неназванные сульфиды Rh), а также ирарсит, на первый взгляд близка к позиции самородного осмия. Для них также характерны как включения отдельных кристаллов, так и закономерно ориентированные включения, формирующие «решётки» (рис. 4.8) Интересно, что в некоторых случаях минералы

этих «решёток» резко, без потери ориентировки, переходят в тонкие ламели осмия. С учётом этих особенностей, объяснение ориентированных структур бауита, кашинита и ирарсита представляется затруднительным. В отличие от самородного осмия, их появление нельзя даже попытаться объяснить распадом твёрдого раствора в виду того, что для подобной интерпретации пришлось бы предположить существование твёрдого раствора в системе Pt-Fe-Rh-S. Следует отметить, что для этих минералов, так же, как и для самородного осмия, характерны срастания с силикатными и сульфидными включениями. В целом, взаимоотношения, представленные на рис. 4.8 позволяют предположить, что сульфиды Rh являются ранними по отношению к кубическим Pt-Fe минералам включениями, а сульфоарсениды – поздними. Ориентировка последних может быть объяснена развитием по трещинам в изоферроплатине, для которой характерна спайность по октаэдру (Бетехтин, 1935).

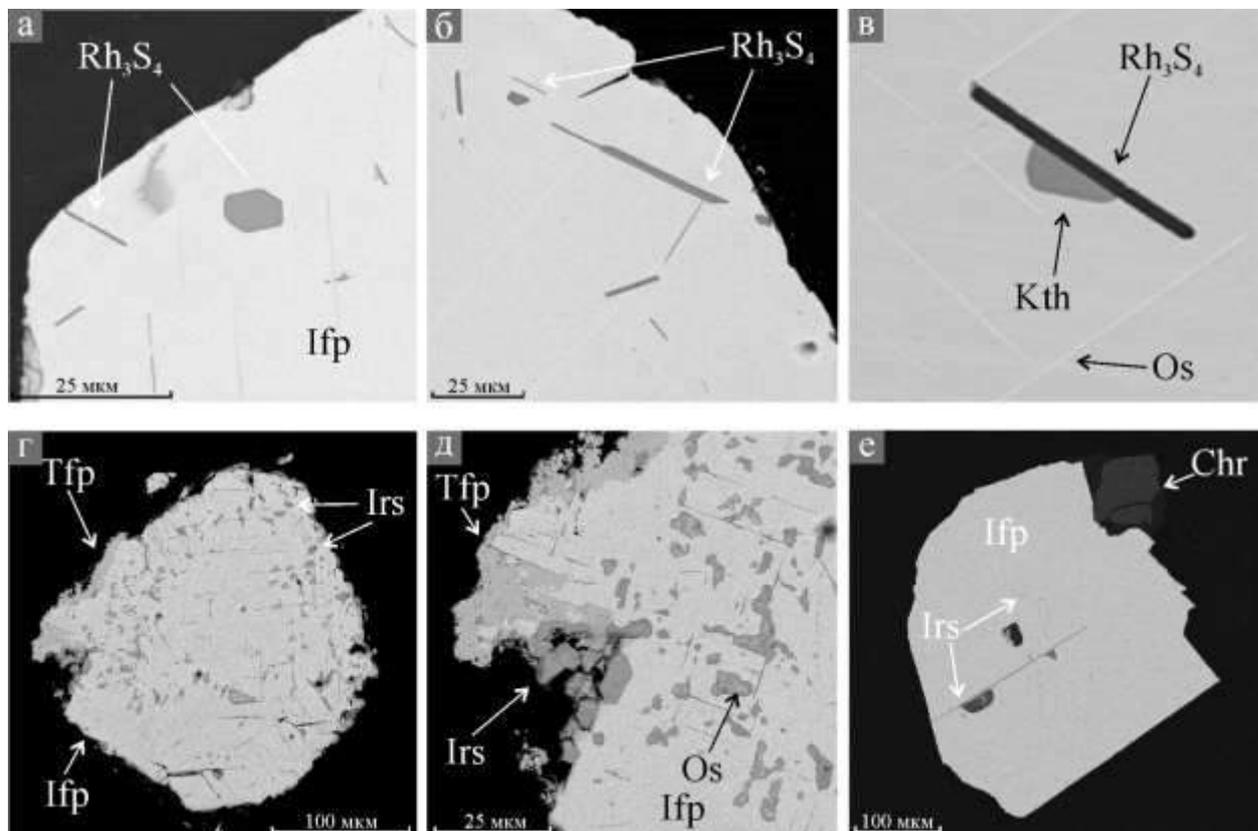


Рис. 4.8. Ориентированные включения сульфидов Rh (а-в) и ирарсита (г-е) в изоферроплатине; а, б – включения Rh_3S_4 в изоферроплатине, в – ориентированные включения самородного осмия и Rh_3S_4 в изоферроплатине, последнее срастается с кейтконнитом, г, д – зерно изоферроплатины с каймой тетраферроплатины и включениями ирарсита, которые представлены как идиоморфными кристаллами, так и ориентированными ламелями, в ирарсите заметны тончайшие включения самородного осмия, е – ориентированные включения ирарсита в; а-в – россыпное проявление р. Итчайвая, г, д – зерно из проявления р. Снеговая (Эпильчикский массив), е – зерно из хромшпинелидового скопления Матыскенского массива. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

Минералы *группы тетраферроплатины* очень широко распространены в проявлениях массивов Эпильчик и Матыскен, а также сопряжённых водотоках. Большинство исследователей они рассматриваются как результат преобразования первичной ассоциации, представленной, в первую очередь, изоферроплатиной, в ходе процессов серпентинизации (например, Garutti et al., 2002; Tolstykh et al., 2015). В некоторых работах отмечалось присутствие ранних, магматических включений тетраферроплатины в хромшпинелиде (Zaccarini et al., 2018). В случае с рассматриваемыми объектами тетраферроплатина образует каймы вокруг зёрен изоферроплатины (рис. 4.9а, б, г-ж), а также развивается в ней по трещинкам и ослабленным зонам, например – вокруг включений хромшпинелида (рис. 4.9а, в), что подтверждает её вторичную природу. В некоторых случаях, кайма тетраферроплатины может переходить в агрегат скелетных кристаллов, интерстиции между которыми выполнены серпентином (рис. 4.9г). Вероятно, здесь уже наблюдается её свободный рост. Наибольшее распространение тетраферроплатины характерно для Эпильчикского массива, дуниты которого в значительно большей степени, в сравнении с Матыскенским массивом, подвергнуты наложенной серпентинизации. Туламинит и никельферроплатина также образуют каймы и прожилки замещения (рис. 4.9в, е), однако, встречаются значительно реже, чем тетраферроплатина. В некоторых случаях, наряду с описанными минералами появляются такие неназванные соединения, как Fe_3Pt , Cu_3Pt и Ni_2FePt . На рис. 4.9б приведён случай последовательного замещения изоферроплатины тетраферроплатиной и соединением Fe_3Pt , которое можно рассматривать как своеобразную метасоматическую колонку.

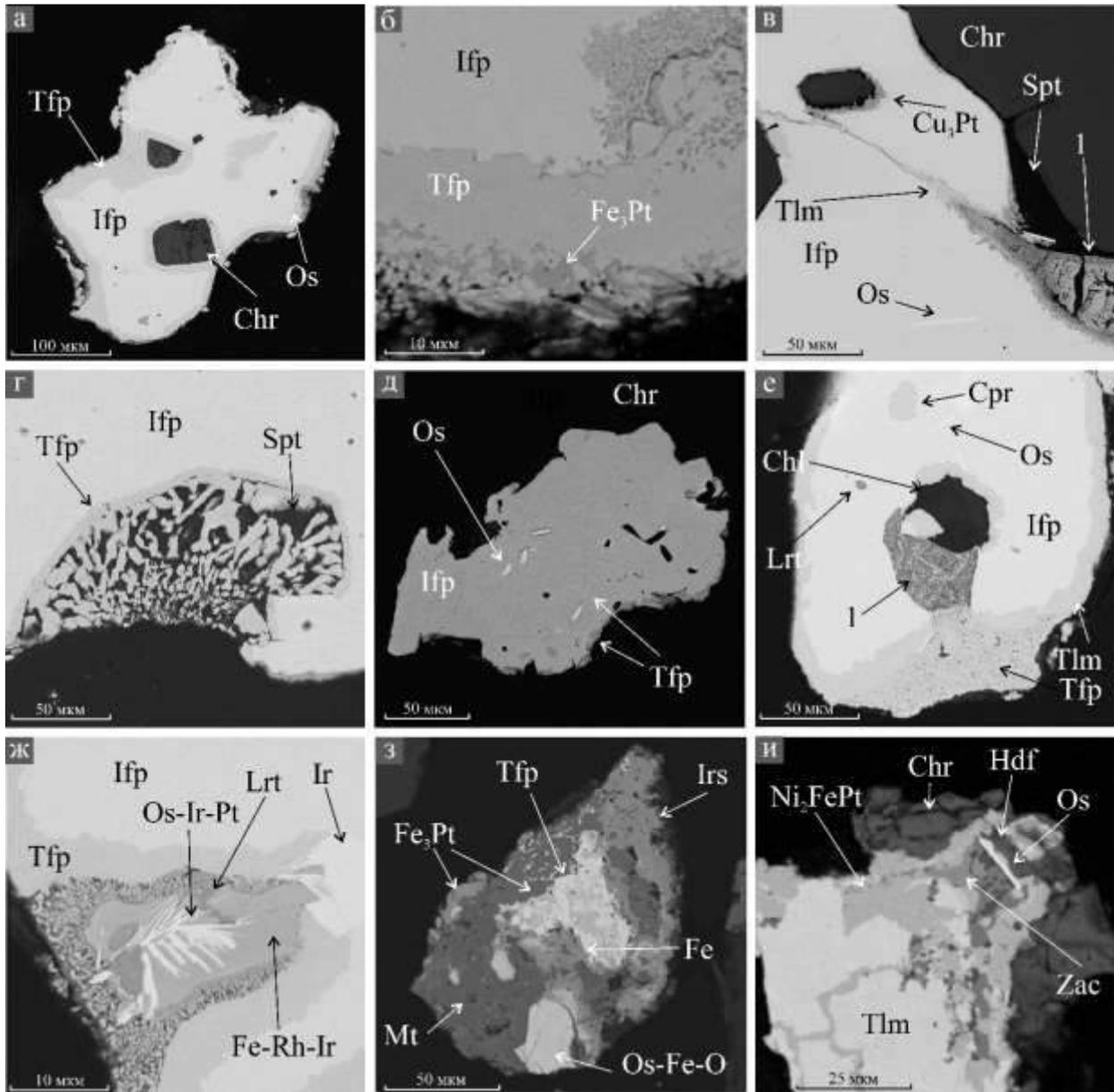


Рис. 4.9. Тетраферроплатина и сопутствующие минералы: а – кайма тетраферроплатины вокруг зерна изоферроплатины и включений хромшпинелида, б – фрагмент зональной каймы вокруг зерна изоферроплатины, виден переход тетраферроплатины в неназванное соединение Fe_3Pt , в – замещение изоферроплатины туламинитом и неназванным соединением состава Cu_3Pt , переходящий в сложное вещество состава PGE-O-Si-Mg-Fe (1), г – переход метасоматической каймы тетраферроплатины в агрегат удлинённых (скелетных?) кристаллов и серпентина, д – зерно изоферроплатины с каймой и ориентированными включениями тетраферроплатины, е – зерно изоферроплатины с включениями лаурита, самородного осмия и куперита, последовательно замещаемое туламинитом и тетраферроплатиной; в центре – полость, заполненная хлоритом, также виден сложный агрегат МПГ и силикатов (подробно будет рассмотрен далее), ж – агрегат Ir-Rh-гексаферрума, самородного иридия, самородного осмия и тетраферроплатины, з – зерно из жилы серпентинита, и – зерно из коренного проявления Матыскенского массива. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

Явление замещения изоферроплатины минералами, которые содержат меньше Pt и больше Fe, приводит к закономерному вопросу о масс-балансе. Представляется

очевидным, что платина, освободившаяся в ходе метасоматического замещения изоферроплатины минералами группы тетраферроплатины, должна отлагаться в виде новообразованных минералов. Это подтверждается наблюдениями – около замещённых зёрен можно видеть трещинки, выполненные тетраферроплатиной и туламинитом; кроме того, минералы платиновой группы присутствуют в серпентиновых прожилках вне непосредственного контакта с хромшпинелидом (рис. 4.10).

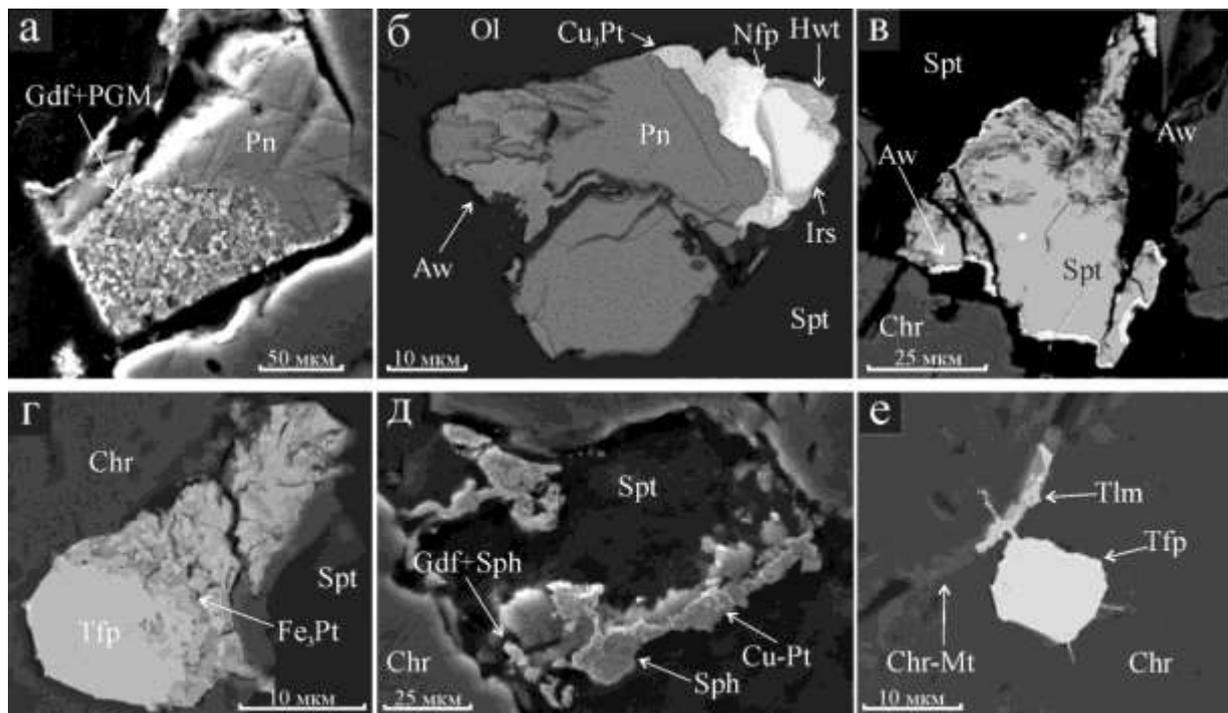


Рис. 4.10. Минералы платиновой группы в сростании с сульфидами и интерметаллидами в серпентиновых прожилках; а – сростание пентландита со сложным агрегатом, сложенным герсдорфитом (Gdf) и мелкими минералами платиновой группы, б – сростание пентландита и соединения Pt_2Fe , по составу промежуточного между изоферроплатиной и тетраферроплатиной, пентландит замещается аваруитом, а Pt_2Fe – нестехиометричным соединением Pt и Cu, в – зерно пентландита с каймой аваруита, в центре – мелкое включение неустановленного теллурида свинца, содержащее Pt и Pd, г – тетраферроплатина на границе хромшпинелида и серпентина замещается неназванным соединением Fe_3Pt , д – сростание сфалерита (Sph), геверсита и нестехиометричного соединения Pt и Cu, е – тетраферроплатина в хромшпинелиде, виден прожилок туламинита (Tlm). а-в, д – комбинированные BSE и SE изображения, г, е – BSE. Рисунки ж, з – хромшпинелидовые скопления Эпильчикского массива, остальные – коренные проявления Матыскенского массива

Рассматривая минеральные ассоциации, связанные с преобразованием и переотложением ранних минералов, следует вернуться к уже упомянутым скелетным кристаллам соединения состава Os-Fe-Pt, встреченным в краевых частях зерна платины из россыпного проявления реки Снеговая (рис. 4.11). Пространство между отдельными

ламелями осмия выполнено неназванным соединением состава Fe-Ir. А.Г. Мочалов (1998) и Н.Д. Толстых (2004) доказывают образование подобного соединения результатом замещения сульфидов (в первую очередь – минералов ряда эрликманит-лаурит). Л. Кабри и Т. Айгельшпергер не соглашается с этой точкой зрения, подчёркивая отсутствие во многих случаях реликтов сульфидов в сростании с Fe-Ir соединением (Cabri, Aigelsperger, 2018). Однако, в рассматриваемом случае эти минералы действительно срстаются с лауритом (рис. 4.10г), кроме того, на рис. 4.12б приведён случай замещения Rh-содержащего маланита неназванным соединением состава RhFe, что подтверждает точку зрения А.Г. Мочалова и Н.Д. Толстых. По всей видимости, такую же природу имеет и скелетный кристалл самородного осмия, срстающийся с Fe-Ir и тетраферроплатиной (рис. 4.10в, г). По всей видимости, по такому же принципу происходит и образование аваруита и вайрауита (рис. 4.4, 4.10б, в).

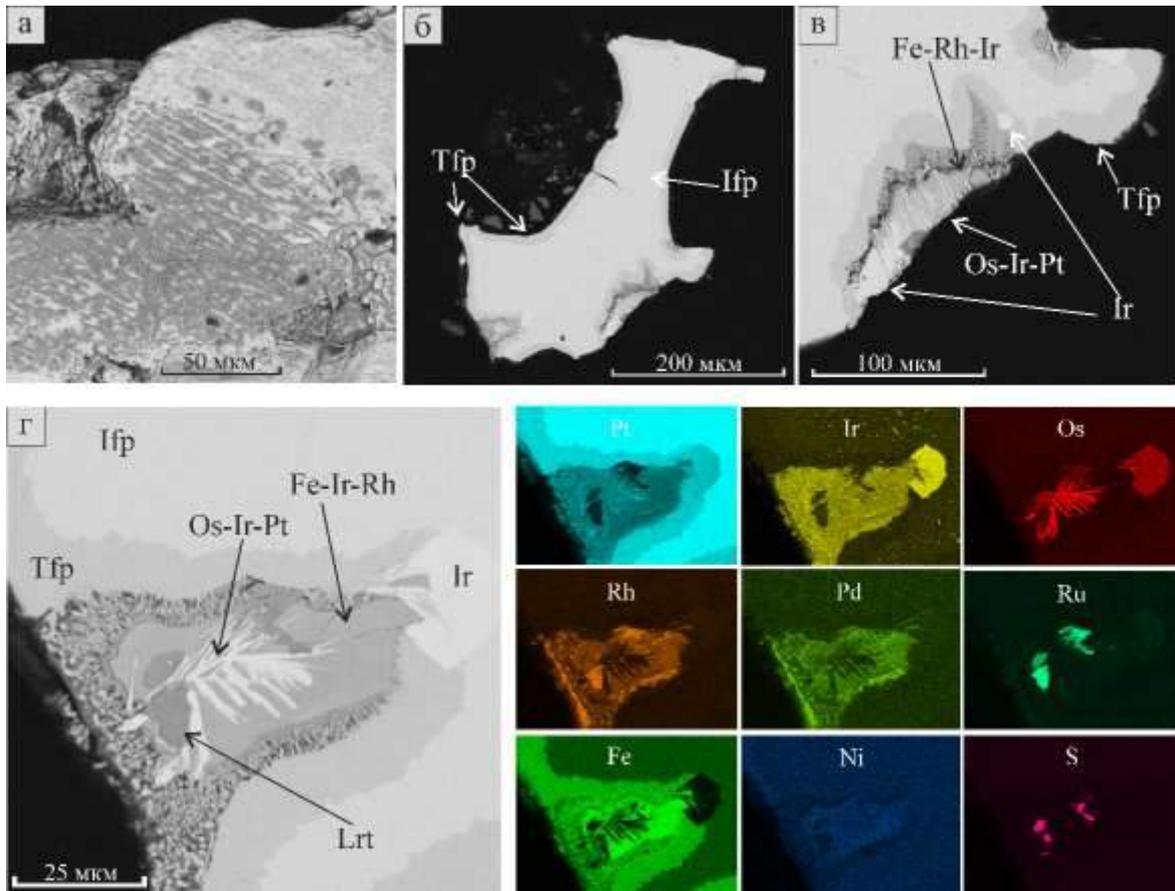


Рис. 4.11. Гексаферрумы из аллювия р. Снеговая (Эпильчикский массив): а – изображение зерна изоферроплатины с выходящим на поверхность гексаферрумом, б – общий вид того же зерна после полировки, в – кайма тетраферроплатины и тесное прорастание новообразованного самородного осмия, иридия и Ir-Rh-гексаферрума, г – другой аналогичный агрегат, также присутствует обособление лаурита, справа приведены EDS-карты распределения элементов. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

Процесс десульфидизации также может быть ответственен за образование соединения состава PtRh (рис. 4.11б, табл. 10, ан. 18), которое было встречено в сростании с промежуточным членом изоморфного ряда маланит-купрородсит (табл. 15, ан. 3). Аргументом в пользу образования интерметаллида за счёт десульфидизации тиошпинели является практически идентичное соотношение Pt и Rh в обоих минералах (их формулы: $Pt_{0.51}Rh_{0.49}$ и $Cu_{1.01}(Pt_{1.09}Rh_{0.94})_{2.03}S_{3.96}$).

В россыпных проявлениях, связанных с Итчайваямским массивом, а также с россыпью ручья Прижимный, широко распространены каймы замещения самородной платины или изоферроплатины куперитом. Последний, так же, как и тетраферроплатина в случае с Эпильчикским или Матыскенским массивом, образует каймы вокруг Pt-Fe минералов (рис. 4.12), а также развивается по трещинкам и вокруг включений в ранних Pt-Fe минералах (рис. 4.12а). В некоторых случаях, наряду с куперитом, в составе кайм появляется маланит (рис. 4.11а, б, г, д). Подобные контрастные каймы были описаны ранее в литературе. При этом, чередование куперита и маланита может быть объяснено как результатом изменения fS_2 , так и колебаниями температуры в ходе кристаллизации (Сидоров, 2009; Tolstykh et al., 2002, 2005). Необходимо отметить, что в зёрнах из проявления реки Снеговая также встречен куперит, образующий включения в изоферроплатине (рис. 4.9е). Подобный характер обособлений куперита характерен и для других глубокоэродированных массивов, например, для Гальмознанского (Толстых, 2004).

Купроиридисит занимает отличную от других тиошпинелей позицию в зёрнах платины. Этот минерал образует включения, происхождение которых нельзя трактовать однозначно. По наблюдениям Н.Д. Толстых (2004), он выполняет пустоты в Pt-Fe сплавах, являясь поздним минералом. По мнению других авторов, этот минерал с большой долей вероятности является ранним, образующимся в одну стадию с кубическими Pt-Fe интерметаллидами, самородным осмием, лауритом и эрликманитом (Степанов, 2018). Однозначного ответа на вопрос об отнесении купроиридисита к той или иной стадии формирования оруденения дать нельзя, однако, возможно сделать некоторые выводы о его месте в ряду образования минералов платиновой группы. На рис. 4.12в показано зерно самородной платины с широкой каймой замещения куперитом. В обоих минералах присутствуют включения купроиридисита, что вполне определённо свидетельствует о его образовании ещё до замещения платины куперитом.

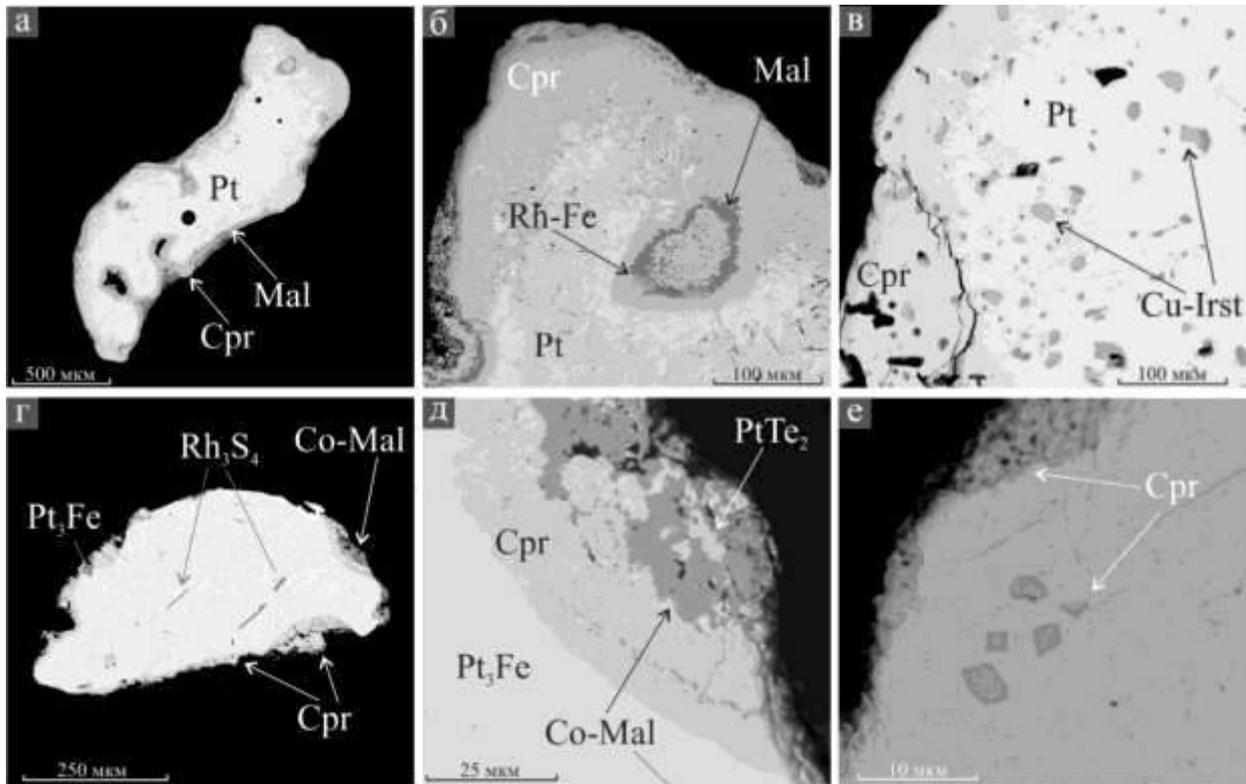


Рис. 4.12. Каймы замещения изоферроплатины и самородной платины сульфидами: а, б – зерно самородной платины, замещаемое куперитом и маланитом, на изображении «б» также видно обособление неназванного Pt-Rh соединения, в – замещение самородной платины куперитом, видны равномерно распределённые ранние относительно куперита включения купроиридисита, г, д – замещение тетраферроплатины, содержащей ориентированные включения неназванного соединения Rh_3S_4 куперитом и маланитом, также в кайме присутствуют обособления неназванного соединения $PtTe_2$, е – кайма и метакристаллы тетраферроплатины в зерне изоферроплатины. Изображения а-в – россыпь руч. Прижимный, г-е – россыпное проявление р. Итчайваям (Итчайваямский массив)

Включения различных тиошпинелей ЭПГ, срастающихся с куперитом, борнитом и сперрилитом были описаны в платине из реки Бургастайн-Гол в Монголии (Оюнчимэг и др., 2009). Их морфологические особенности во многом сближают их с включениями, показанными на рис. 4.12в.

В зёрнах платины из россыпи ручья Прижимный встречены сульфидные включения сложного состава: борнит, халькопирит, маланит (в том числе, его родиевая разновидность), куперит, сульфид платины и палладия, самородная платина, изоферроплатина, содержащая до 13 мас. % Pd и 6 мас. % Cu, самородный осмий (рис. 4.13). Ранее аналогичные находки были сделаны Н.Д. Толстых (2004), которая рассматривает их как газовые вакуоли.

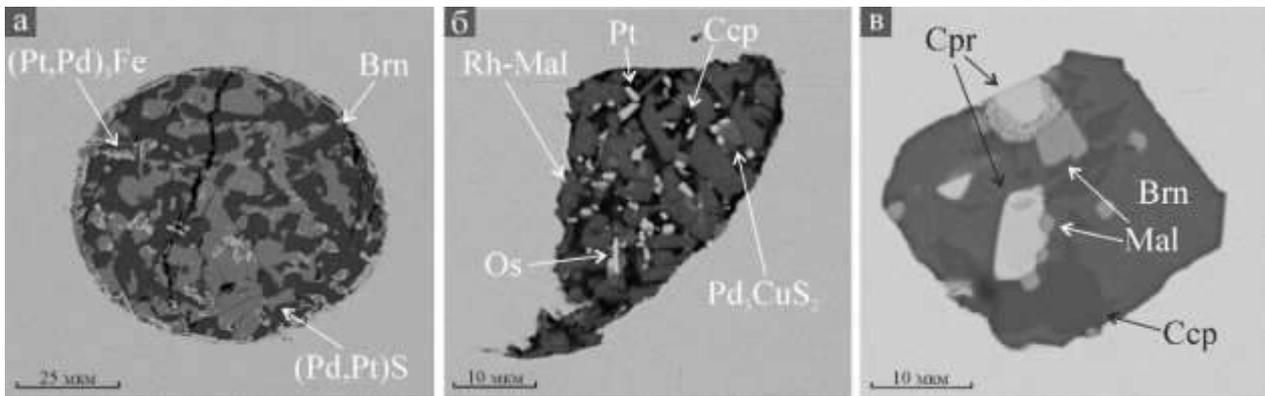


Рис. 4.13. Полиминеральные сульфидные включения в платине из россыпи руч. Прижимный: а – срастание борнита с сульфидом платины и палладия (высоцкитом?), заметны мелкие участки палладистой платины, б – включение халькопирита, Rh-маланита, неназванного соединения Pd_3CuS_2 , платины и самородного осмия, в – включение куперита, маланита, борнита и халькопирита. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

В случае с Матыскенским массивом, похожую позицию могут занимать маланит, кашинит и бауит, которые будет рассмотрен ниже, совместно с силикатными включениями в изоферроплатине, к которым эти минералы чаще всего тяготеют.

Самородное золото в срастании с МПГ встречается редко. Практически все случаи их совместного обнаружения в настоящей работе приведены на рис. 4.14. Наиболее обычным является обнаружение золота в составе кайм вторичных минералов, замещающих изоферроплатину или самородную платину. При этом, золото присутствует в составе кайм, сложенных как тетраферроплатиной (рис. 4.14а), так и куперитом (рис. 4.14г). В этих случаях оно представлено мельчайшими частичками, величина которых не превышает первых мкм. На рис. 4.14б приведён другой случай – здесь кайма вокруг самородной платины представлена самородным золотом, куперитом и неназванным теллуридом Pt. Кроме того, среди этих минералов была встречена фаза, содержащая около 10 мас. % Hg, однако, точную её идентификацию провести не удалось.

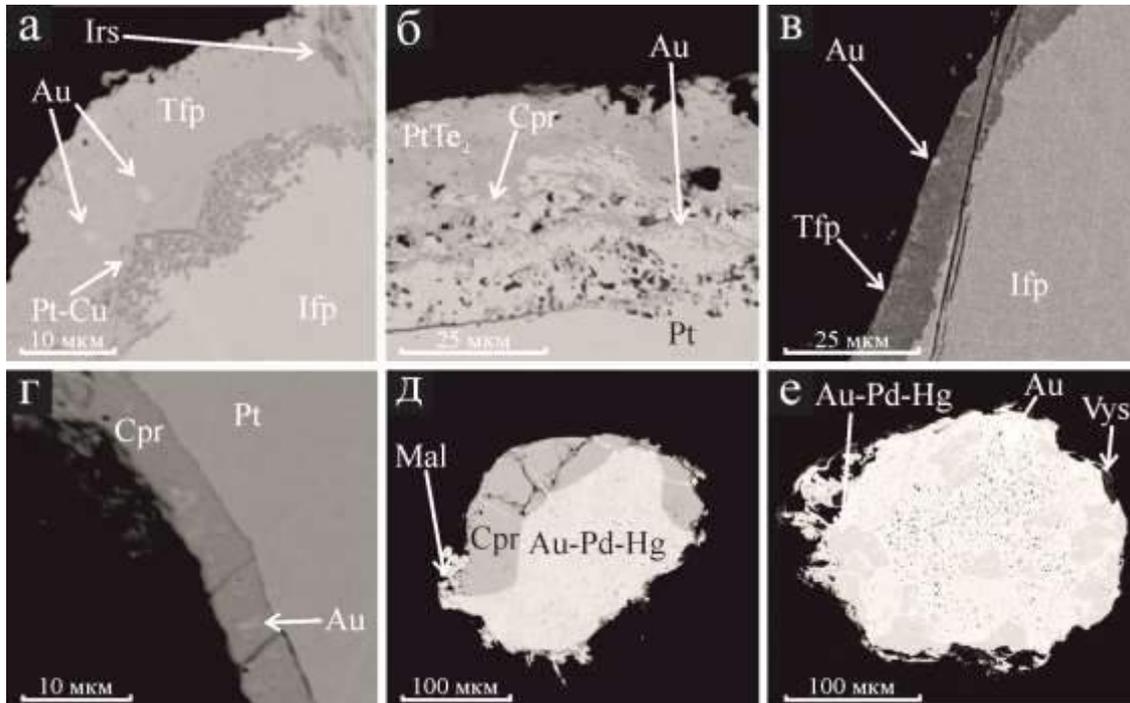


Рис. 4.14. Срастание МПГ и минералов золота из россыпного проявления р. Снеговая (а-в), р. Итчайваям (г-е): а – обособления самородного золота (Au) в тетраферроплатиновой (Tfp) кайме вокруг зерна изоферроплатины (Ifp), кайма самородного золота, куперита (Cpr) и неназванного теллурида $PtTe_2$ вокруг зерна самородной платины (Pt), в – то же, что «а», г – обособления самородного золота в куперитовой кайме вокруг зерна самородной платины, д – срастание неназванного соединения Au-Pd-Hg, маланита (Mal) и куперита, е – срастание самородного золота, неназванного соединения Au-Pd-Hg и высокоцита (Au). Все изображения в обратно-рассеянных электронах

4.2 Включения силикатов и других минералов в платине

Срастание платины и силикатов

Несмотря на то, что оливин является главным минералом дунитов, его включения в минералах платиновой группы исключительно редки. В рамках данной работы было встречено два зерна высокомагнезиального оливина ($Fe_{0,95-0,96}$), которые совместно с хромшпинелидом, образуют включение в платине (рис. 4.15а). На рис. 4.15б, в показаны включения паргасита, срастающегося с маланитом в платине коренных проявлений Матыскенского массива.

В целом, срастания платины и амфиболов являются достаточно постоянной особенностью концентрически-зональных массивов. В случае с россыпью ручья Прижимный широким распространением пользуются зёрна платины, содержащие интерстиции сложной формы, выполненные скелетными кристаллами паргасита, срастающегося с хлоритом (рис. 4.15г-е).

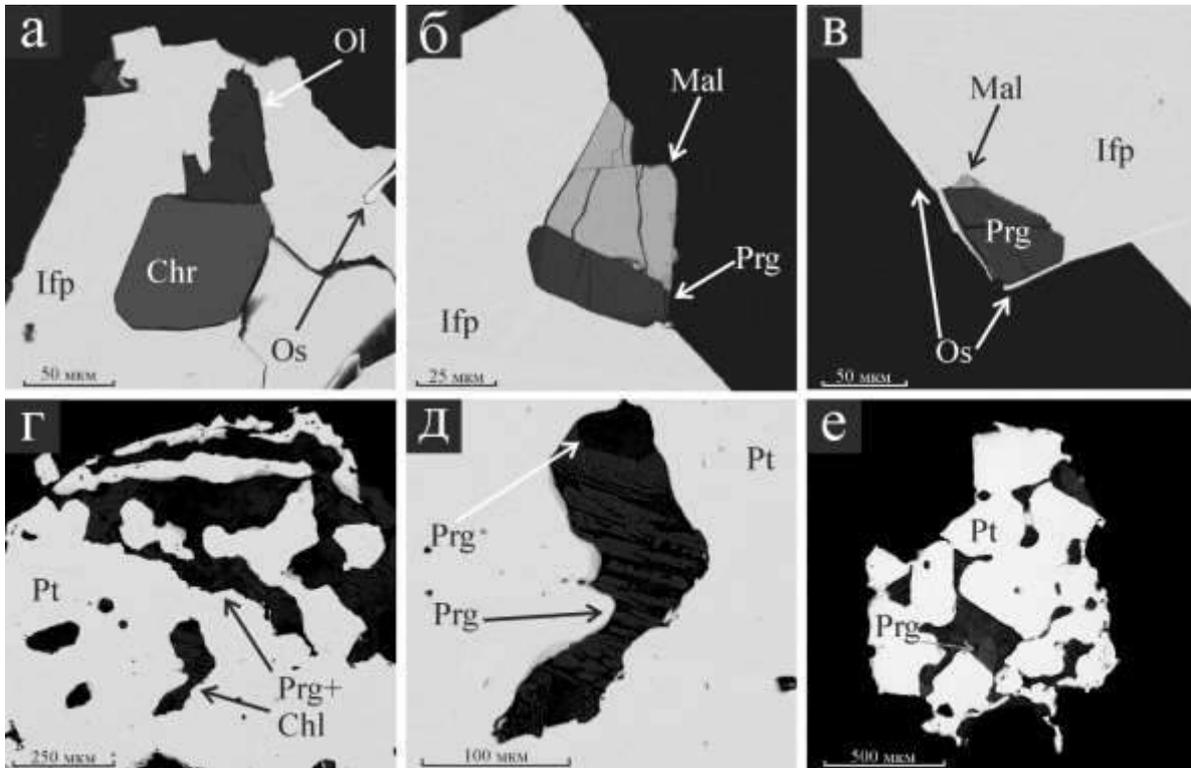


Рис. 4.15. Срастания силикатов в изоферроплатине коренных проявлений Матыскенского массива (а-б) и россыпи ручья Прижимный (г-е): а – включение хромшпинелида и оливина, последний отделён от изоферроплатины тонким прослоем серпентина, б – срастание идиоморфных паргасита и маланита с изоферроплатиной, в – срастание с изоферроплатиной идиоморфного по отношению к ней паргасита, границы которого подчинены ламелям самородного осмия, г – общий вид зерна самородной платины, срастающейся с паргаситом и хлоритом, д – пустота в платине, выполненная паргаситом и хлоритом, е – пустоты в платине, выполненные паргаситом и хлоритом. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

Полиминеральные силикатные включения в платине

В зёрнах платины Матыскенского массива встречены полиминеральные силикатные включения (рис. 4.16), морфологически схожие с включениями в хромшпинелиде (рис. 2.32). Минеральный состав включений в платине в самых общих чертах соответствует составу включений в хромшпинелиде. Отличия заключатся в том, что в составе первых обычным минералом является бауит, реже – лаурит. Кроме того, в платине было встречено включение состава SiO_2 (рис. 4.16г). Как и включения в хромшпинелиде, включения в платине образуют отрицательные кристаллы, о чём свидетельствует то, что в случае нахождения в одном зерне изоферроплатины нескольких таких включений, их границы параллельны друг другу (рис. 4.16а). Кроме того, в некоторых случаях, границы включений параллельны ориентированным включениям в платине (рис. 4.16д, к).

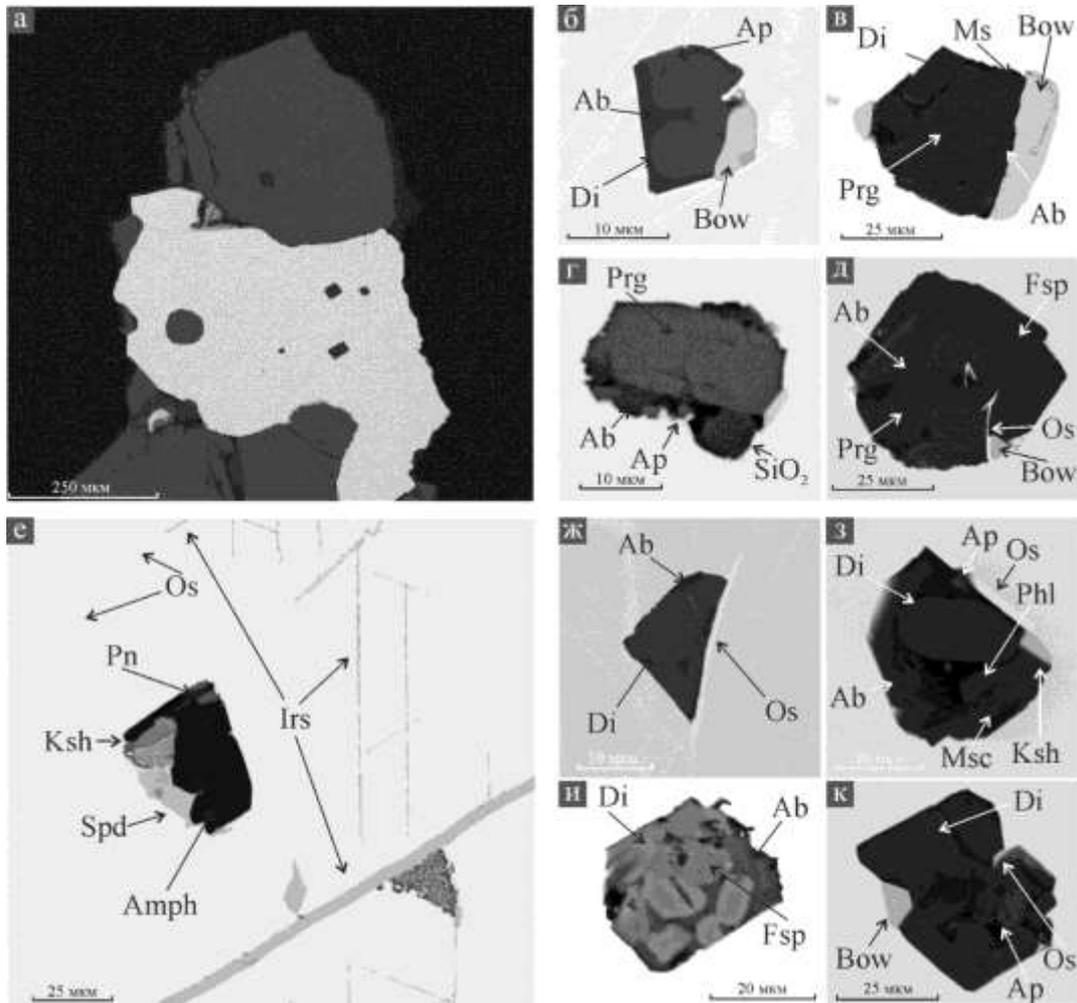


Рис. 4.16. Полиминеральные включения в зёрнах изоферроплатины Матыскенского массива; а – сростание хромшпинелида (Chr) и изоферроплатины (Ifp), содержащее три полиминеральных включения с параллельными границами, б – включение диопсида (Di), плагиоклаза, апатита (Ap), лаурита (Lrt) и бауита (Bow), видна также идиоморфная по отношению к этим минералам ламель самородного осмия, в – включение, сложенное диопсидом и бауитом, г – включение паргасита, SiO₂, апатита и бауита, е – включение низкоглинозёмистого амфибола, кашинита, пентландита и стибиопалладинита, также видны ориентированные включения ирарсита (Irs), ж – включение диопсида и плагиоклаза, с одной из сторон ограниченное ламелью самородного осмия, з – то же, что и «ж», но также содержит мусковит и кашинит, и – включение, состоящее из диопсида, альбита и калиево-натриевого полевого шпата, к – включение диопсида, апатита и бауита, также заметна ламель осмия, проникающая внутрь включения и продолжающаяся с другой стороны. Все изображения в обратно-рассеянных электронах

Подсчёт минералов в достаточно представительной выборке включений (45 в хромшпинелиде и 31 в платине) позволил обнаружить значительные различия между ними. Амфиболы и диопсид, являются распространёнными минералами во включениях, как в хромшпинелиде, так и в платине. Апатит также присутствует в обоих типах включений. В то же время, гранаты были встречены исключительно в виде включений в хромшпинелиде, а такие минералы, как калиево-натриевый полевой шпат, альбит и SiO₂, встречены исключительно в платине (рис. 4.17).



Рис. 4.17. Частота встречаемости минералов в полиминеральных включениях в хромшпинелиде (а) и платине (б) Матыскенского массива, без учёта сульфидов и МПП. Диаграммы построены на основе подсчёта минералов в 45 включениях в хромшпинелиде и 31 включения в платине, без учёта объёма, занимаемого минералами

Усреднённый состав включений, рассчитанный на основании микронзондовых определений по площади, приведён в таблице 21. Вполне ожидаемо, что он оказался различным для хромшпинелида и изоферроплатины. Включения в платине значительно богаче К, Na, Al относительно включений в хромшпинелиде. Тем не менее, в обоих случаях усреднённые составы не соответствуют известным расплавам. Наиболее ярко это проявлено в содержании FeO, которое в обоих случаях аномально мало для существующего содержания MgO. В то же время, для включений обоих типов характерно аномально высокое содержание CaO. Последнее обстоятельство ожидаемо в связи с тем, что высокое содержание этого компонента является сквозным признаком, присущим породам концентрически-зональных массивов.

Таблица 21

Примеры типичных усреднённых составов полиминеральных включений в хромшпинелиде и изоферроплатине, мас. %

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	Сумма
Хромшпинелид	1,6	16,7	6,1	46,0	0,3	18,3	0,2	3,3	100
Изоферроплатина	3,5	10,3	13,6	53,5	2,3	11,4	0,7	4,7	100

Примечание. Результаты усреднения нормированы на 100% в связи с присутствием во включениях пустот и водосодержащих минералов. Компоненты с содержанием менее 0,2 мас. % в таблице не учтены

Находки силикатных включений в платине достаточно редки. Единственное существующее в доступной литературе описание подобного включения в платине из коренного проявления (Гальмознанский массив) было сделано Ю. Назимовой с соавторами (Nazimova et al., 2011). Описанное включение находится в зерне изоферроплатины, подвергнутой интенсивному замещению туламинитом и ирарситом.

В его состав входят два минерала – клинопироксен и слюда (состав авторами не уточняется). Как видно, по составу эти включения близки к описанным включениям в хромшпинелиде (см. рис. 4.17а).

Включения, наиболее похожие по составу на рассмотренные (рис. 4.17б), описал Никсон с соавторами (Nixon et al., 1990) в платине из россыпей, приуроченных к массиву Туламин (Британская Колумбия). Они разделили эти включения на две ассоциации: первичную, представленную флогопитом, биотитом, паргаситом и плагиоклазом, и вторичную, представленную кварцем, серицитом, хромистыми хлоритом и эпидотом. По представлениям этих авторов, зёрна платины представляют собой природные автоклавы, в которых можно наблюдать результаты кристаллизации последних порций остаточного расплава.

Г.Г. Дмитренко и А.Г. Мочалов с высокой степенью детальности описали включения в МПГ из россыпных объектов Корякского нагорья (в первую очередь, связанных с офиолитовыми гипербазитами) и Кондёрского массива (Dmitrenko, Mochalov, 1989; Мочалов, 2001). Включения оливина, пироксенов и хромшпинелида в платине рассматриваются ими как признаки её коренного источника, а устойчивая парагенетическая связь платины и хромшпинелидов с водосодержащими силикатами, содержащими К, Na и Са – как признак «щелочного потенциала минералообразующей среды». Наряду с минералами, сингенетичными с платиной, А.Г. Мочалов выделяет во включениях «осадочный парагенезис» – минералы, которые попали во включения в результате механического вдавливания в ходе транспортировки платины в водотоках.

Йохан выделил две ассоциации силикатных включений в зёрнах платины из россыпей, приуроченных к Нижнетагильскому массиву, (Johan, 2006). Первая, по его мнению, высокобарическая, представлена омфацитом, тремолитом, мусковитом, апатитом, титанитом и стеклом. Вторая, низкобарическая, представлена амфиболом, биотитом, клинопироксеном, лишённым жадеитового минала. Согласно этому автору, образование первой ассоциации отвечает стадии выплавления расплава из мантии, в то время как вторая является индикатором падения давления, которое вызвало падение концентрации летучих компонентов в магме и послужило толчком к образованию флюидной фазы, которая могла принимать участие в формировании хромшпинелидовых скоплений и платины. В ходе настоящей работы включения, соответствующие «высокобарической» ассоциации, встречены не были.

Главнейшие особенности полиминеральных включений в платине можно суммировать следующим образом:

- их состав принципиально отличается от состава вмещающего дунита, а значительная часть содержащихся в них минералов резко неравновесна по отношению к любому ультрамафическому расплаву;

- необычная ассоциация минералов включений не является результатом наложенных процессов, что, помимо всего прочего, подтверждается крайне незначительной степенью серпентинизации вмещающего дунита (рис. 4.18);

- включения в платине морфологически похожи на включения в хромшпинелиде. Несмотря на это, минеральные ассоциации в них достаточно сильно различаются (рис. 4.17).

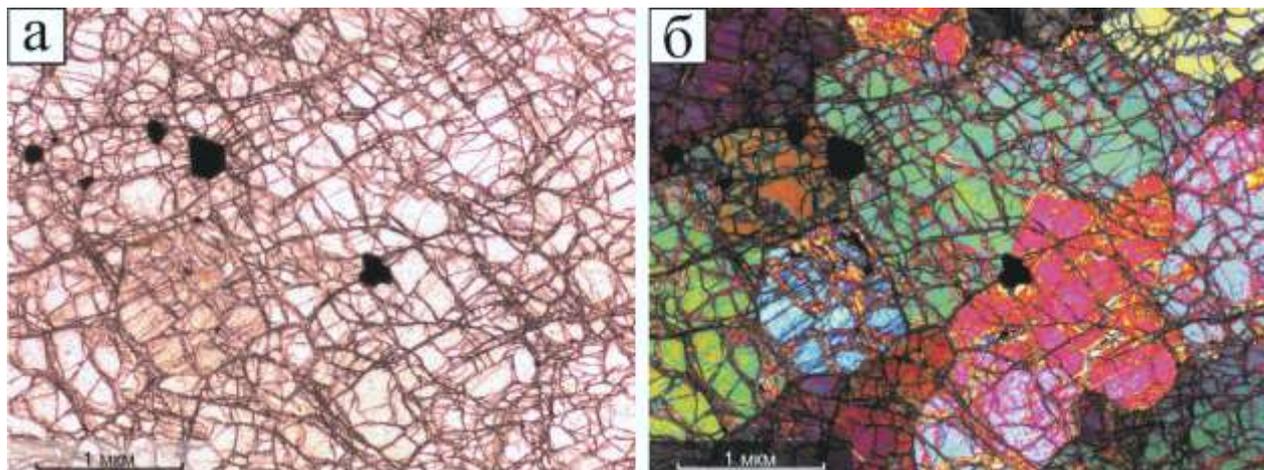


Рис. 4.18. Фотографии шлифа дунита, вмещающего хромит-платиновое скопление, в котором обнаружены крупные полиминеральные включения в платине. Следует обратить внимание на исключительную сохранность породы, которая практически не была подвержена серпентинизации и другим гидротермальным процессам; а – проходящий неполяризованный свет, б – проходящий поляризованный свет

ГЛАВА 5. ФОРМИРОВАНИЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

5.1 Модели формирования хромитовых скоплений и ранней ассоциации МПГ

Приведённые данные о содержании ЭПГ в дуните и скоплениях хромшпинелида, а также взаимоотношения МПГ, в первую очередь – изоферроплатины, и хромшпинелида, свидетельствуют о наличии между ними прямой генетической связи. Основные модели образования хромитовой минерализации в дунитах концентрически-зональных массивов подробно разобраны в главе 1, здесь же целесообразно, не вдаваясь в детали, кратко их перечислить:

1. Кристаллизационно-ликвационная модель, предполагающая отделение оксидного расплава, обогащённого ЭПГ, и его дальнейший отжим в ослабленные зоны в дунитах (Округин, 2004; Степанов, 2018).

2. Метаморфогенная группа моделей, предполагающая образование хромшпинелидовых скоплений в следствии перекристаллизации уже консолидированного дунита (Иванов, 1997; Мочалов, 2013).

3. Гидротермальные модели, предполагающие образование хромит-платиновой минерализации в ходе серпентинизации дунита (Пушкарёв и др., 2007).

Онтогенический анализ МПГ и сопутствующих минералов показал, что наиболее ранняя ассоциация представлена хромшпинелидом, форстеритом, изоферроплатиной, самородным осмием и иридием, минералами ряда лаурит-эрликманит и бауит-кашиит. Также, к этой ассоциации с некоторой долей условности можно относить минералы включений – паргасит, диопсид, плагиоклаз, калиево-натриевый полевой шпат, апатит, мусковит и SiO_2 (эти минералы могли быть и более ранними в сравнении с форстеритом, хромшпинелидом и изоферроплатиной). Таким образом, налицо несколько твёрдо установленных фактов:

1) хромит-платиновая минерализация образовалась уже после кристаллизации основного объёма дунита, но до начала серпентинизации;

2) хромит-платиновая минерализация образовалась в условиях высокой активности таких элементов, как Ca, Na, K, P, Al, несопоставимой с составом любого расплава, который мог бы играть роль родоначального для дунита.

Вопрос происхождения полиминеральных включений в изоферроплатине

напрямую связан с проблемой генезиса платинометалльной минерализации. Однако, включения в платине являются редкими и потому модели их формирования разработаны в значительно меньшей степени. Гораздо лучше изучены близкие по морфологическим особенностям включения в хромшпинелиде, состав которых, как было показано в главе 3, так же контрастирует с составом вмещающего дунита. Поэтому, существующие в литературе модели их образования целесообразно применить для включений в платине.

Включения в хромшпинелиде неоднократно описывались как в дунитах концентрически-зональных массивов (Пушкарёв и др., 2007, Симонов и др., 2016, Чайка, Изох, 2018), так и в породах офиолитовой ассоциации (Rollinson et al., 2018) и расслоенных интрузиях (Hulbert, Gruenewaldt, 1985; Tanner et al., 2019). Предложенные модели их формирования сводятся к следующему:

1) перекристаллизация хромшпинелида, сопровождавшаяся захватом силикатного матрикса, в котором он находился (Gruenewaldt, Hulbert, 1985). Эта модель разработана на примере хромшпинелида из рифов Бушвельдского массива и не может быть применена в настоящем случае в виду принципиально различного состава включений и вмещающего минерализацию дунита, если только не предполагать, что дунит в его текущем состоянии является преобразованной породой, а включения отражают состав существовавшей до него среды. Кроме того, хромитовые скопления расслоенных и концентрически-зональных массивов обладают принципиально различными морфологическими особенностями, что заставляет сомневаться в правомерности их сравнения между собой;

2) захват пикритового расплава, родоначального для рассматриваемой породы (Симонов и др., 2013, 2016). Вторая модель была разработана на основании изучения включений в хромшпинелидах, для которых по текстурным и структурным особенностям предполагается раннемагматическое образование, а потому неприемлема для хромшпинелида рудных скоплений и, соответственно, включений в платине. Кроме того, она непригодна для включений в платине, средний состав которых не соответствует известным расплавам;

Таким образом, попытка применить любой из первых двух механизмов для объяснения образования включений в изоферроплатине встречает трудности. Более подходящими кажутся следующие модели:

3) образование хромшпинелидов в следствии захвата обогащённой некогерентными элементами хромитовой жидкости (Округин, 2004);

4) захват фильтровавшегося сквозь породу флюидонасыщенного расплава, который реагировал с дунитом и привёл к образованию рудных скоплений (Vorisoa et al., 2012);

5) захват флюида/расплава, образовавшегося в результате перераспределения интерстициального вещества, уже содержавшего дисперсные частицы силикатов и МПГ с дальнейшей их перекристаллизацией (Пушкарёв и др., 2007).

Наряду с ними также нужно рассмотреть модель Никсона с соавторами, который предполагает, что включения силикатов в МПГ является результатом захвата интеркумуляционной жидкости сиенитового состава, из которой, по-видимому, и кристаллизовались Pt-Fe сплавы (Nixon et al., 1990).

В случае рассмотрения включений в платине в качестве расплавных, необходимо допустить кристаллизацию МПГ из силикатного расплава, состав которого должен хотя бы в общих чертах соответствовать значениями, приведённым в таблице 21. Возможность этого представляется весьма маловероятной, так как растворимость ЭПГ в любом силикатном расплаве, даже пикритовом, по существующим данным, не превышает первых мг/т (Kamenetsky et al., 2015). Один из возможных механизмов, который мог бы объяснить существование крупных обособлений МПГ в хромитах, является кристаллизационно-ликвационная модель, предложенная А.В. Округиным (2004) и в дальнейшем использованная для интерпретации природного материала в работах Н.Д. Толстых (Толстых и др., 2011) и С.Ю. Степанова (2018). Эта модель не только объясняет механизм концентрации ЭПГ без участия сульфидной жидкости, но и во многом согласуется с наблюдениями за онтогеническими особенностями природной платины. В первую очередь, она делает понятной последовательность образования минералов платиновой группы, которая была описана этими исследователями на концентрически-зональных массивах Урала и Камчатки и согласуется с данными, приведёнными в настоящей работе: самородный осмий/лаурит → хромшпинелид → изоферроплатина.

Однако, несмотря на ряд очевидных преимуществ этой модели, она не может быть безоговорочно принята для объяснения формирования хромит-платиновой минерализации в рассматриваемых массивах. Наибольшим препятствием для её

принятия является отсутствие в дунитах массивов Матыскен и Эпильчик (а равно и в других концентрически-зональных массивах) каких бы то ни было признаков ликвации хромитового расплава (к числу подобных признаков можно было бы отнести присутствие каплевидных включений хромшпинелида в оливине или же нодулярных текстур).

Таким образом, проблема механизма концентрирования ЭПГ в магматическом процессе остаётся открытой. Одним из возможных способов её решения является привлечение моделей, предполагающих образование хромитовых скоплений вследствие взаимодействия дунита и водонасыщенного расплава. Подобные модели разработаны и являются достаточно широко принятыми для офиолитовых гипербазитов (Arai, 1997). Поскольку особенности скопления хромшпинелида в обоих типах гипербазитов имеют общие черты (полиформный характер хромитовых тел, наличие включений, контрастных по составу вмещающему дуниту и т. д.), представляется правомерным предположить, что процессы их формирования также могли быть во много похожи.

В целом, применение данной модели к рассматриваемым объектам позволит решить ряд проблем:

- проблема растворимости ЭПГ в расплаве. В случае предположения о длительном взаимодействии породы и расплава можно предположить, что ЭПГ экстрагировались совместно с Cr из вмещающей ультрамафической породы и в дальнейшем откладывались совместно с хромшпинелидом. Это не противоречит приведённым в главе 3 данным о распределении ЭПГ в пределах Матыскенского массива: богатые Pt скопления хромшпинелида приурочены к отрицательным аномалиям по Pt;

- текущее положение хромитовых скоплений также становится понятным – согласно этой модели, они должны тяготеть к участкам каналов, по которым курсировал предполагаемый расплав;

- контрастный по отношению к дуниту состав включений в хромшпинелиде и платине.

Во многом похожая схема формирования платинометалльной минерализации предложена Е.В. Пушкарёвым с соавторами (2007). Главное отличие заключается в том, что эти исследователи рассматривают включения в хромшпинелиде таких минералов,

как хлорит и гранаты, в качестве первичных, а для самих скоплений предполагают особый механизм образования. Согласно этому механизму, наночастицы хромшпинелидов и платиновых металлов переносились интеркумулясным расплавом, состав которого «можно представить в виде смеси диопсида, паргасита, флогопита, хромшпинелида и МПГ» (Пушкарёв и др., 2007). При этом, процессом, непосредственно ответственным за скопление хромшпинелида, считается дегазация, сопровождающая резкую декомпрессию расплава.

Как показало изучение скоплений хромшпинелида Матыскенского массива, дуниты которого подвергнуты серпентинизации в крайне незначительной степени, прямая связь между серпентинизацией пород и образованием хромшпинелидовых скоплений не наблюдается. Неоднократно отмеченные на Нижнетагильском массиве «седые хромшпинелиды» – скопления, находящиеся «рубашке» из поздних минералов (Заварицкий, 1928, Пушкарёв и др., 2007, Степанов, 2018), не были встречены в пределах массивов Матыскен и Эпильчик, а интерстиции между зёрнами хромшпинелида выполнены оливином $Fo_{0,94-96}$ или диопсидом. Таким образом, в рассматриваемых объектах образование рудных хромшпинелидовых скоплений и, как следствие, значительной части платинометалльной минерализации, произошло ещё до начала какой-бы то ни было стадии серпентинизации пород массива. Необходимо также отметить дискуссионный, но заслуживающий внимания вариант объяснения отсутствия серпентина в оторочках рудных хромитовых скоплений, заключающийся в возможной частичной десерпентинизации дунита. Роль подобных процессов в формировании оруденения была обоснована на ряде объектов, в частности – на месторождении Ni Эйвберри в Тасмании, Австралия (Kamenetsky et al., 2016). Однако, на настоящий момент достоверные признаки десерпентинизации, по крайней мере, проявленной в широком объёме, не были обнаружены в рассмотренных проявлениях.

Таким образом, описанные особенности взаимоотношений МПГ между собой и с пороодообразующими силикатами могут быть описаны разными моделями, имеющими между собой ряд общих черт, а именно:

1. Хромит-платиновая минерализация возникла уже после формирования консолидированного дунита, который и являлся источником платины и хрома.
2. Хромит-платиновая минерализация возникла в результате длительного взаимодействия флюида или флюидонасыщенного расплава с вмещающим дунитом.

Это взаимодействие привело к экстракции ЭПГ из дунита, появлению обогащённых Pt хромитовых скоплений и отрицательных геохимических аномалий по Pt вокруг них.

Это позволяет сформулировать *второе защищаемое положение*:

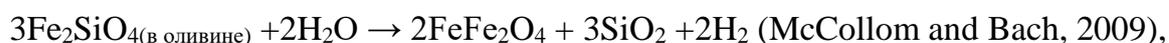
Особенности строения хромит-платиновых рудных скоплений указывают на их эпигенетический характер, а ассоциация сопутствующих оруденению минералов – на обогащённость минералообразующей среды летучими и рядом компонентов, нетипичных для ультрамафических расплавов.

5.2 Формирование и преобразование платиновой минерализации в ходе гидротермальных процессов

Минерализация, связанная с серпентинизацией гипербазитов и другими, более поздними процессам, обладает значительно более богатым видовым составом, чем минерализация ранней стадии. К минералам поздней ассоциации относятся изоферроплатина второй генерации, тетрагональные интерметаллиды ЭПГ, гексаферрумы, широкий спектр неназванных интерметаллидов, пентландит, аваруит, все арсениды и сульфоарсениды, большая часть сульфидов и тиошпинелей, теллуриды и кислородсодержащие фазы. Реконструированная на основе онтогенических признаков последовательность образования минералов позволяет предположить следующую историю формирования поздней минерализации.

В случае с массивами Матыскен и Эпильчик на раннем этапе серпентинизации произошло образование низкоиридистой изоферроплатины II генерации и сульфидов, стабильных в условиях относительно низкой fS_2 – пентландита и пирротина (как видно из рис. 5.1, поле стабильности этих сульфидов совпадает с полем стабильности изоферроплатины и тетраферроплатины).

Более поздняя серпентинизация, в отличие о ранней, сопровождалась образованием магнетита (Штейнберг, Чашухин, 1977; Плаксенко, 1989). Таким образом, в продолжении этого процесса, Fe^{2+} , содержащееся в оливине, окислилось до Fe^{3+} в результате реакции



в ходе которой понизилось значение fO_2 флюида до величины, при которой возможно

образование аваруита. Этот же процесс привёл к замещению изоферроплатины тетраферроплатиной, а также – перераспределению Pt, что хорошо иллюстрируется рис. 4.10е.

В ходе того же процесса были сформированы гексаферрум и ряд неназванных интерметаллидов Rh, Ir, Pt, Os и Fe. Взаимоотношения этих фаз с лауритом позволяют предположить их образование в ходе его десульфуризации, аналогично тому, как значительная часть аваруита была сформирована в ходе десульфуризации пентландита. Эти наблюдения согласуются с наблюдениями за этими фазами, выполненными на других объектах (Мочалов и др., 1998).

В дальнейшем, в случае с массивами Матыскен и Эпильчик, наблюдается развитие умеренной вторичной сульфидной минерализации, представленной эрликманитом, который образует обособления вокруг зёрен самородного осмия. Состав такого эрликманита соответствует составу самородного осмия по соотношению Os/Ir/Ru и отличается от состава раннего эрликманита примесью As.

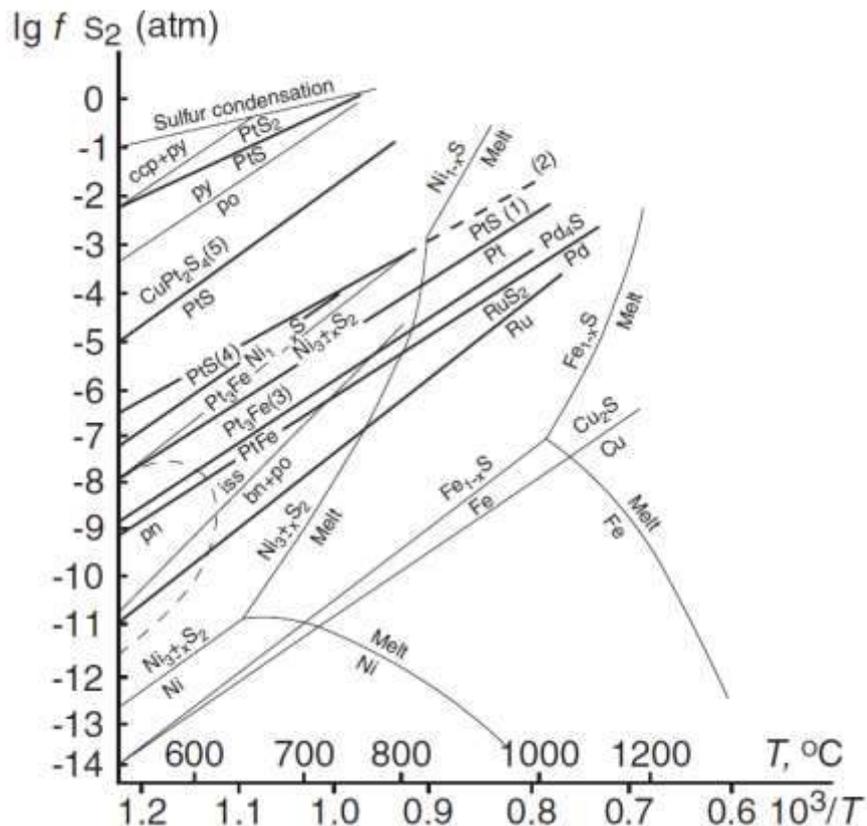


Рис. 5.1. Поля стабильности сульфидов и металлических соединений ЭПГ (Makovicky, 2002) в сравнении с сульфидами Fe, Ni и Cu (Колонин и др., 1993)

На следующей стадии широко проявлена арсенидная минерализация. Арсениды замещают ранние минералы, в первую очередь – изоферроплатину и самородный осмий, а также образуют самостоятельные обособления в серпентиновых прожилках и трещинках в изоферроплатине.

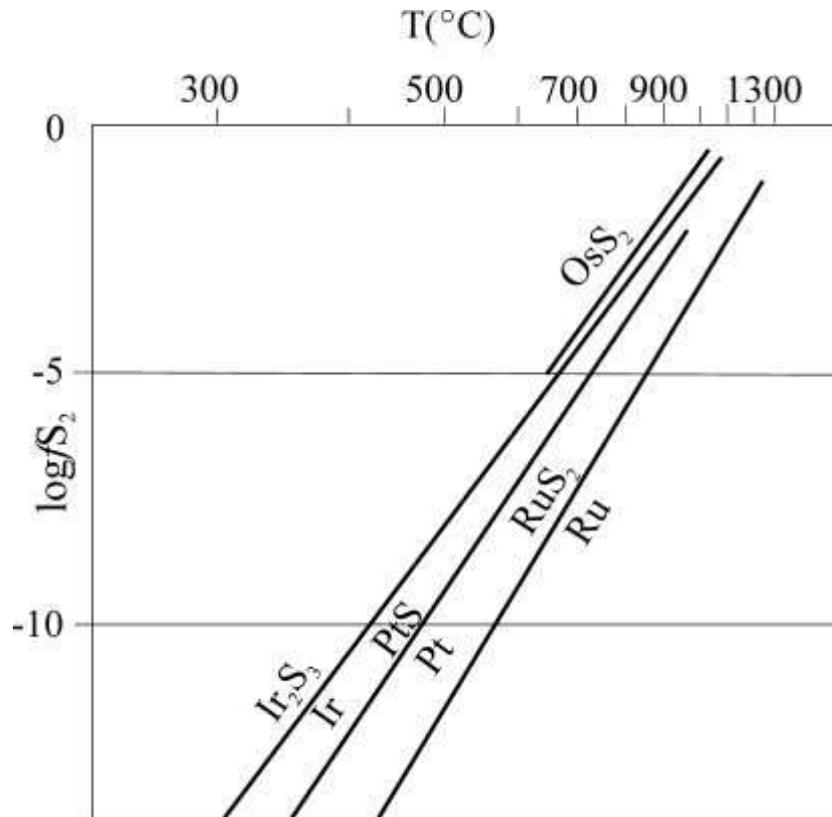


Рис 5.2. Диаграмма устойчивости некоторых сульфидов ЭПГ при давлении 1 кбар. Составлено по (Zaccarini et al., 1999)

Принципиально другим путём происходило формирование поздней ассоциации в массивах Итчайваям и Прижимный. В их составе полностью отсутствуют вторичные интерметаллиды – минералы группы тетраферроплатины, Fe_3Pt , Cu_3Pt , гексаферрум и другие, а их позицию в структуре платиновых зёрен занимают сульфиды, в первую очередь – куперит и маланит. Поле стабильности этих минералов соответствует значениям fS_2 , при которых уже невозможно существование тетраферроплатины (рис. 5.1).

Различие в процессах образования поздних МПГ между массивами может быть объяснено несколькими способами. Первый заключается в том, что относительно высокие значения fS_2 характерны для верхних участков массивов – именно поэтому вторичная сульфидная минерализация широко проявлена в платине из россыпных проявлений, связанных с массивами малого уровня эрозионного среза (Итчайваям,

Прижимный). Второе объяснение заключается в том, что рассматриваемые массивы в принципе отличаются друг от друга. Анализ минеральных ассоциаций МПГ, приведённый в главе 3 (табл. 20), свидетельствует в пользу второго предположения. В том случае, если бы различные вторичные процессы были бы проявлены на различных уровнях того или иного массива, в сопряжённом россыпном проявлении можно было бы наблюдать признаки обоих типов вторичных преобразований – как минералы группы тетраферроплатины, так и сульфиды. Подобная ситуация наблюдается в случае с минералами ранней ассоциации – например, в случае с проявлением реки Снеговая отмечаются как преобладающие зёрна платино-иридиевого типа, так и зёрна самородной платины, относящиеся к собственно-платиновому типу. В случае с вторичной минерализацией этого не наблюдается. Похожая ситуация характерна и для описанных в литературе россыпных проявлений и россыпей – в случае с рекой Пустая вторичные минералы представлены сульфидами, а среди вторичных интерметаллидов встречен только хонгшиит PtCu (Tolstykh et al., 2000). Для массивов Платиноносного пояса Урала напротив, характерно широкое развитие вторичных интерметаллидов, в то время как куперит является достаточно редким минералом включений в платине (Malitch, Vadanina, 2015), чем очень похож на куперит, описанный в зёрнах платины из россыпного проявления реки Снеговая.

Таким образом, реконструированная на основе онтогенических наблюдений последовательность образования поздних МПГ и их парагенезисы не противоречат существующим экспериментальным данным. Приведённые выше данные позволяют сформулировать **третье защищаемое положение:**

Преобразование МПГ носило многостадийный характер и протекало двумя путями: при низком значении fS_2 , последовательном уменьшении fO_2 и развитии арсенидной минерализации к концу процесса в массивах Матыскен и Эпильчик, и при условиях высокой и постепенно нарастающей fS_2 в массивах Итчайваям и Прижимный.

5.3 Перспективы обнаружения платинометалльного оруденения в породах внешних зон массивов

В ходе настоящей работы было обнаружено несколько точек платинометалльной минерализации в породах верлит-клинопироксенитовой оболочки. Кроме того, как было показано в главе 3, фоновое содержание Pt в дуните и верлитах приблизительно одинаковое и составляет около 0,06 г/т. Последнее наблюдение представляется интересным в свете работ, проведённых предшественниками в пределах Уральско-го платиноносного пояса. В частности, Е.В. Пушкарёвым с соавторами (Пушкарёв и др., 2007) предложена модель, согласно которой образование хромит-платиновых рудных зон в дунитах происходило за счёт перераспределения компонентов из вмещающей породы. При этом, они показывают, что последняя становится обеднённой ЭПГ вокруг рудопроявлений. Похожую модель предлагает и С.Ю. Степанов (Степанов, 2018), с тем отличием, что источником для платины предполагаются крупнозернистые дуниты, обеднённые ЭПГ относительно мелкозернистых (среднее содержание Pt 0,010-0,015 и 0,050-0,055 г/т соответственно). Как было показано выше (рис. 3.36), в пределах детально изученного участка в западной части Матыскенского массива наблюдается аналогичная закономерность. Таким образом, по аналогии с дунитами, можно предположить возможность формирования обогащённых ЭПГ зон в породах верлит-клинопироксенитовой оболочки. Минералогическое изучение богатого ЭПГ образца флогопитового верлита X400 (табл. 6, ан. 14) показало, что Pt в нём, также, как и в дунитах, сконцентрирована в форме интерметаллидов, которые тяготеют к скоплениям хромшпинелида. Несмотря на то, что в случае с указанной породой интерметаллиды представлены необычной палладистой фазой, содержащей Sn, хромшпинелид представлен низкохромистой разновидностью, а размер скоплений значительно меньше, чем в дуните, в общих чертах прослеживается явное сходство между минерализацией в верлитах и дунитах. Из этого, в свою очередь, можно сделать вывод о том, что и процессы концентрирования ЭПГ происходили схожими путями.

Однако, для того, чтобы лучше понять перспективы пород верлит-клинопироксенитовой оболочки на обнаружение платины, следует привлечь данные о россыпных проявлениях. В таблице 20 кратко суммированы данные об особенностях геологического строения рассмотренных массивов (глава 3) и локализованной в них

платинометалльной минерализации (главы 4 и 5), и проведено их сопоставление с рядом известных и хорошо изученных объектов аналогичного типа. Из этой таблицы видно, что крупные россыпи связаны исключительно с эродированными массивами, ассоциация МПГ которых относится преимущественно к иридисто-платиновому типу. Это позволяет предположить, что содержание платины в верлит-клинопироксенитовой части массивов должно быть значительно, на порядки, меньше, чем в дунитовом ядре. Однако, как показано на примере Матыскенского массива, среднее содержание Pt в неоруденелых дунитах и верлитах практически идентично. Из этого противоречия существует достаточно очевидный вывод – содержание ЭПГ в породах верлит-клинопироксенитовой оболочки значительно более равномерное, чем в дунитовом ядре. Это приводит к ограниченному распространению обособлений МПГ высокого класса крупности, и, как следствие, меньшему россыпеобразующему потенциалу источника. Кроме того, как было отмечено ранее, для малоэродированных массивов характерно широкое развитие сульфидной минерализации ЭПГ. Сульфиды, в свою очередь, являются менее устойчивыми в гипергенных условиях, что является ещё одним фактором, сдерживающим образование россыпей в связи с малоэродированными, существенно клинопироксенитовыми, массивами.

Как было неоднократно отмечено предшественниками (Кашин, 1962; Сидоров, 2009; Степанов, 2018), одной из ключевых проблем для обнаружения платины в концентрически-зональных массивах является крайне неравномерное распределение ЭПГ в дунитах. С учётом вышесказанного, можно предположить, что в случае с породами верлит-клинопироксенитовой оболочки, распределение должно быть более однородным.

5.4 Перспективы обнаружения новых россыпных месторождений в связи с массивами Эпильчикской и Таманваямской групп

Анализ минералогических и геологических особенностей массивов, в связи с которыми известны крупные россыпные объекты, позволил выявить ряд достаточно очевидных предпосылок для формирования последних. В числе этих особенностей оказалась относительно большая степень эрозионного среза массива-источника МПГ и

отнесение россыпного проявления к иридисто-платиновому россыпному типу (Мочалов, 2001), которое выражается в примеси Ir в кубических интерметаллидах Pt-Fe, а также – присутствии самородного иридия среди минералов ранней ассоциации. Среди рассмотренных в работе массивов эти черты в наибольшей степени присущи массивам Матыскен и Эпильчик и, разумеется, сопряжённым с ними россыпным проявлениям. Таким образом, по минералого-геохимическим критериям в связи с данными массивами весьма вероятно обнаружение россыпей. Единственным препятствием для этого могут быть геоморфологические факторы, негативно оценённые предшественниками, проводившими на массивах Эпильчикской группы съёмку масштаба 1:50 000 (Разумный, 2000ф). По мнению этих исследователей, альпийский рельеф и широкое развитие гляциальных процессов, характерное для района расположения массивов Эпильчик и Матыскен, являются резко негативными факторами для формирования россыпей, подобных тем, которые связаны с Гальмознанским массивом. Тем не менее, не следует забывать, что в случае с последним речь идёт об уникальных россыпях, с суммарными запасами более 60 тонн платины (Сидоров и др., 2012). Нужно признать, что А.В. Разумный и его коллеги имели все основания сомневаться в перспективе обнаружения таких уникальных объектов в связи с массивами Эпильчикской группы. Однако, минералогические признаки, приведённые в таблице 22, представляют собой весомые аргументы для обоснования будущих работ, направленных на обнаружение меньших объектов – россыпей с запасами в первые тонны, которые также представляют большой коммерческий интерес.

Сравнение характеристик крупных россыпных узлов с рассмотренными объектами

	Количество добытой платины, тонны	Площадь выхода дунитов, км ²	Относительная глубина эрозионного среза	Преобладающие первичные Pt-Fe минералы	Примеси	Преобладающие Os-Ir-Ru сплавы	Преобладающие вторичные минералы	Преобладающий минералогический тип россыпи
Матыскенский	Н/д	5	Значительная	Ifp	Ir	Os, Ir	Тетрагональные интерметаллиды	Иридоплатиновый
Эпильчикский	Н/д	10	Значительная	Ifp>>Pt	Ir	Os, Ir	Тетрагональные интерметаллиды	Иридоплатиновый, платиновый
Итчайваямский	Н/д	1	Средняя	Pt>Ifp	Pd>Rh>Ir	Os	Сульфиды	Платиновый
Прижимный	0,05	–	Малая	Pt>Ifp	Pd>Rh>Ir	Os	Сульфиды	Платиновый, осмисто-платиновый
Гальмоэнанский	>60	25	Значительная	Ifp>>Pt	Ir	Os, Ir	Тетрагональные интерметаллиды	Иридоплатиновый
Алхавитоваямский	Н/д	–	Малая	Pt>>Ifp	Pd	Os, Ir	Сульфиды	Платиновый
Нижнетагильский	>80	27	Значительная	Изоферроплатина (железистая платина)	Ir	Os, Ir	Тетрагональные интерметаллиды	Иридоплатиновый
Каменушинский	>30	8	Средняя	Изоферроплатина	Ir	Os, Ir	Тетрагональные интерметаллиды	Иридоплатиновый
Вересовоборский	>300 в сумме	9	Значительная	Изоферроплатина	Ir	Ir, Os	Тетрагональный интерметаллиды	Иридоплатиновый
Светлоборский		16	Значительная	Изоферроплатина>>само родная платина	Ir	Os, Ir	Тетрагональные интерметаллиды	Иридоплатиновый
Гудньюс Бей	>20	10	Значительная	Изоферроплатина	Ir	Os, Ir	Тетрагональные интерметаллиды	Иридоплатиновый

Примечания. Данные по Галмоэнанскому массиву взяты у (Сидоров и др., 2012), по Алхавитоваямскому массиву – на основе сопряжённой с ним россыпи р. Пустая (Tolstykh et al., 2000), по уральским массивам (Нижнетагильский, Каменушинский, Светлоборский, Вересовоборский) – по (Мосин, 2002; Степанов, 2018), по Гудньюс Бей (Аляска) – по (Tolstykh et al., 2002)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление ассоциаций коренных и россыпных проявлений платины позволило установить гетерогенную природу последних, что может быть использовано при проведении дальнейших работ по поиску россыпной платины в пределах Корякского нагорья и Камчатки. Обнаружение высоких концентраций Pt и самих минералов платиновой группы в породах верлит-клинопироксенитовых зон массивов показало, что источники этого типа недооценены при поисковых работах на коренную платину.

В результате исследования объёмного материала по коренным проявлениям платины установлен порядок образования МПГ. Обнаружение и интерпретация полиминеральных включений в изоферроплатине позволили сделать вывод о том, что образование платиновой минерализации наиболее ранней стадии происходило в условиях, принципиально отличающихся от среды кристаллизации основной части оливина дунита высокой активностью таких компонентов, как Si, Ca, K, Na, P, OH⁻, F, Cl. Рассмотренные особенности включений накладывают ограничения на модели, предполагающие прямую кристаллизацию МПГ из какого-либо ультрамафического расплава и, следовательно, дают основание предполагать их поздне- или даже постмагматическое происхождение.

На следующих этапах, платиновые минералы претерпели изменения под воздействием постмагматических процессов. В случае с глубокоэродированными массивами Матыскен и Эпильчик, благодаря воздействию восстановленного флюида, появившегося в ходе серпентинизации оливина, широкое развитие получили вторичные интерметаллиды. В случае с массивами Итчайваям и Прижимный, изменения происходили в условиях высокой fS_2 , что сделало невозможной кристаллизацию интерметаллидов и привело к образованию вторичной сульфидной минерализации. Разница между минерализацией в массивах с разной степенью эрозионного среза может быть обусловлена как отличиями в условиях на их нижнем и верхнем уровнях, так и их индивидуальными особенностями массивов. Полное отсутствие минералов группы тетраферроплатины и других вторичных интерметаллидов в россыпных проявлениях, связанных с малоэродированными массивами, позволяет отдать предпочтение второй точке зрения.

Список основных публикаций автора по теме диссертации

Статьи в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК:

1. **Кутырев А.В.**, Сидоров Е.Г., Антонов А.В., Чубаров В.М. Платинометалльная ассоциация ручья Прижимный, Корякское нагорье // Геология и геофизика, 2018, т. 59, №8, с. 1164-1175.

2. Sidorov E.G., **Kutyrev A.V.**, Zhitova E.S., Chubarov V.M., Khanin D.A. Origin of platinum-group mineral assemblages from placers in rivers draining from the Ural-Alaskan type Itchayvayamsky ultramafics, Far East Russia // The Canadian Mineralogist, 2019, vol. 57, №1, pp. 1-14.

3. **Кутырев А.В.**, Жирнова Т.С. Концентрически-зональные массивы Таманваямского ареала Корякско-Камчатского платиноносного пояса: особенности строения, возраст, петролого-геохимические аспекты // Тихоокеанская геология, 2019, т.38, №4, с. 45-61.

Тезисы докладов на конференциях и совещаниях:

1. **Кутырев А.В.**, Сидоров Е.Г., Антонов А.В. Платинометалльная ассоциация минералов россыпи ручья Прижимный и озера Проточное (Корякское Нагорье) // Всероссийская научно-практическая молодёжная конференция «Современные исследования в геологии». 2016. СПб. С. 185-186.

2. **Kutyrev A.V.**, Sidorov E.G., Antonov A.V., Stepanov S.Yu. The association of platinum group minerals in Prizhimny creek placer (Kamchatka, Russia), in Moscow International School of Earth Sciences – 2016 Abstracts of International conference. 2016. С. 80-81.

3. **Кутырев А.В.**, Сидоров Е.Г., Антонов А.В. Сульфиды, арсениды и оксиды ЭПГ в зёрнах Pt-Fe сплавов из россыпи ручья Прижимный, Корякское нагорье // Материалы Шестой Российской молодёжной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», 28 ноября – 02 декабря 2016 г. 2016. Москва. С. 178-180.

4. **Кутырев А.В.** Неназванные соединения металлов платиновой группы и золота из россыпей Корякского нагорья // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2017». 2017. Москва.

5. **Кутырев А.В.** Платиновая минерализация Снегового концентрически-зонального массива, Корякское нагорье // *Металлогения древних и современных океанов*. 2017. № 23. Миасс. С. 124-127.
6. **Кутырев А.В.** Новые данные по петрологии магматических пород Мачевнинского массива, Корякское нагорье // V Международная конференция молодых учёных и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. 2017. СПб. С. 764-767.
7. **Кутырев А.В.** Платинометалльная ассоциация реки Матыскен (Корякия): ключевые особенности и связь с коренным источником // *Минералы: строение, состав, методы исследования. Материалы конференции*. 2018. Екатеринбург. С. 101-103/
8. Yakubovich O.V., **Kutyrev A.V.**, Sidorov E.G. Pt-He dating of platinum minerals from Ural-Alaskan massifs Itchayvayam and Matysken (Koryakia, Russia) // 13th International Platinum Symposium Abstracts. 2018. С. 211-212.
9. **Кутырев А.В.**, Вымазалова А., Сидоров Е.Г., Степанов С.Ю., Чубаров, В.М. Первые данные о спектрах комбинационного рассеяния природного Ir-содержащего кислородного соединения // IX Сибирская конференция молодых учёных по наукам о Земле. Материалы конференции. 2018. Новосибирск. С. 284-287.
10. **Кутырев А.В.** Платинометалльная минерализация Эпильчикского массива (Корякское нагорье) // *Металлогения древних и современных океанов*. 2019. №25. Миасс. С. 233-237.

Литература

Опубликованная

Агафонов Л.В., Чепуров А.И., Лаврентьев Ю.Г., Покачалова О.С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии. Геология и геофизика. 1974. № 6. С. 49-60.

Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовые комплексы Корякского нагорья. Магматизм Северо-Востока Азии // В кн.: Тр. Сев.-Вост. петрогр. совещания. Магадан, 1976. Вып. 4. С. 59–62.

Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1968, 24 с.

Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н. Изотопный состав гафния цирконов Нижнетагильского и Гулинского массивов (Россия) // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 1. С. 991-994.

Башаркевич А. Л. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Корякская серия. Р-59-XXXIII, XXXIV, 0-59-III. 1979. Объяснительная записка, 1980.

Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Хвостова В.П. Минералы ряда эрликманитлаурит и холлингвортит-ирарсит из уральских россыпей // Зап. ВМО. 1976. №2. С. 213-218.

Бетехтин А.Г. Коренные месторождения платины на Урале // В кн.: Минералогия Урала. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 25–57.

Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Москва: Издательство академии наук СССР. 1935. 148 с.

Богданович К.И. Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции 1895-1898 гг. // Изв. РГО. 1899. Т. 35. Вып. 6. Геогр. изв. С. 549-600.

Вильданова Е.Ю., Зайцев В.П., Кравченко Л.И. Ланда Э.А. и др. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. Спб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2002. 383 с.

Власов Е.В. Платиноносность Феклистовского зонального дунит-клинопироксенит-габбрового массива (о. Феклистова, Шнтарские о-ва). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. 2003. Москва. 181 с.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Вилисов В.А. Новые платиноворудные зоны горы Соловьевой (Нижнетагильский массив) – строение, состав, происхождение // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 176-183.

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб. 1913. 692 с.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Петроград, Комиссия по изучению естественных производительных сил России РАН, 1923, 243 с.

Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.

Григорьев Д.П. Онтогения минералов. Изд. Львовского университета. 1961. 283 с.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений. 1986. № 5. С. 16-33.

Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале // Горн. Журн., т. 1, №1–2. СПб. 1913. С. 15–21.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офио-литов. М.: Наука. 1984. 232 с.

Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153

Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 991-994.

Жабин А.Г. Онтогения минералов. Наука, Москва, 1979 г., 275 с

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета. 1997. 488 с.

Иванов О.К. Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. 57 с.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т. Петрология и геодинамическая позиция Урэгнурской пикритовой вулканно-плутонической ассоциации (Западная Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по интеграционным проектам ОНЗ СО РАН. 2007. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН.

Карпинский А.П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. II, Известия Академии наук СССР. VI серия, 1926, том 20, выпуск 1-2, 159–170

Карпинский А.П. О коренном месторождении платины на Урале. Записки АН. 1893. Т. 71. С. 222–229.

Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых / Ред. Фролов Ю.Ф. СПб, ВСЕГЕИ. Петропавловск-Камчатский. 1999. 562с.

Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения платины. НИИ НИГРИЗОЛОТО МЦМ СССР.

Кепежинская П.К., Ефремова Л.Б., Сорокина Н.А. Редкоземельные элементы в раннеостроводужных плутонических комплексах Корякского нагорья // Геохимия. 1991. №4. С. 548-556.

Козлов А.В., Степанов С.Ю. Онтогенические ориентиры выбора модели первичной концентрации металлов платиновой группы в зональных клинопироксенитдунитовых массивах // Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (XVII Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 40-44.

Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М. Крупно-объемные рудные месторождения платины в зональных базитультабазитовых комплексах урало-аляскинского типа и перспективы их освоения // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 419–437.

- Козлов А.П., Чантурия В.А.* Платиносодержащие дунитовые руды и их обогатимость. М.: ИПКОН РАН, 2009. 147 с.
- Колонин Г.Р., Перегудова А.В., Синякова Е.Ф., Федорова Ж.Н.* О соответствии минеральных форм выделения платины составу парагенезисов рудообразующих сульфидов (экспериментальные данные) // ДАН. 1993. - Т. 332. -№3.-С. 364-367.
- Косько М.К., Радченко Н.С., Савельев Н.А.* Геологическая карта СССР, масштаб 1:200 000. Корякская серия. Лист Р-59-XXVIII. М, 1972. 86с.
- Кутыев Ф.Ш., Сидоров Е.Г., Резниченко В.С., Семёнов В.Л.* Новые данные о платиноидах в зональных ультраосновных комплексах юга Корякского нагорья // Докл. АН СССР, 1991, т. 317, №6, с. 1458–1461.
- Кутырев А.В., Жирнова Т.С.* Концентрически-зональные массивы Таманваямского ареала Корякско-Камчатского платиноносного пояса: особенности строения, возраст, петролого-геохимические аспекты // Тихоокеанская геология. 2019. Т.38. №4. С. 45-61.
- Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.* Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Ленинград, Недра, 1992. 217 с.
- Ланда Э.А., Лазаренков В.Г.* Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса // Записки ВМО. 1998. Ч. 127. С. 38-50.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Кнауф В.В., Мейзел Т.* Минералогическо-геохимические ассоциации платиноидов дунит-гацбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов // Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013. С. 255-260.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л.* Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. АН. 2009. Т. 427. № 1. С. 101–105.
- Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В.* Коренная платиноидная минерализация зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Доклады Академии наук, 2017. Т. 476. № 4. С. 440-444.
- Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В.* Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. № 12. С. 65-83.

Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, Ленингр. Отд., 1981. 247 с.

Мосин К.И. История добычи платины на Урале. Нижняя Тура: Москва. 1956. 112 с.

Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России. Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2001. 296 с.

Мочалов А.Г. Модель происхождения минералов платиновой группы в габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексах Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 171–188.

Мочалов А.Г., Бортников Н.С. Новые критерии генезиса минералов платиновой группы в сростаниях с пироксенами из зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // ДАН. 2008. Т. 421. № 4. С. 520-524.

Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Рудашевский Н.С., Жерновский И.В., Болдырева М.М. Гексаферрум (Fe,Ru), (Fe,Os), (FeDg) - новый минерал // Записки ВМО. № 5. 1998. С. 41-51.

Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н., Власов Е.А. Минералогия и генезис «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья России // Геология рудных месторождений, 2002. № 3. С.212–238.

Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-Хромшпинелидовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 63-75.

Округин А.В. Образование крупных самородков платины в хромшпинелидовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование, 2011.. №3. С. 16–20.

Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднёва Г.В., Марковский Б.А. Геохимия магматических серий Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива, Корякия // Тихоокеанская геология. 2002. №4. С. 79-90.

Оюунчимэг Т., Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М. Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи р. Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2009, т. 50, с. 1119-1130.

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Антонов А.В., Золотарев А.А. Сравнительная характеристика минералов платиновой группы из элювиальноделювиальной россыпи и хромшпинелидитов Светлоборского

клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Минералогия. 2017. № 4, С. 37-50.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактитные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. университета, 1989. 224 с.

Плечов П.Ю., Щербаков, В.Д., Некрылов Н.А. Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика. 2018. Т.59. №12. С. 2129-2147.

Подлипский М.Ю., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Кобальтсодержащий маланит и другие тиошпинели платины из россыпных проявлений реки Майор // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 645-648.

Поletaев В.А. Камчатско-Корякский платиноносный пояс. // Платина России. Сб. научн. трудов. – Т. III. М., АОЗТ “Геоинформмарк”. 1999.

Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.

Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 296 с.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарутти Дж., Заккарини Ф. хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарутти Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса// Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогения рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондёр (Алданский щит) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. №5. С. 394-423.

Разумный А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Корякско-Курильская. Лист Р-59 (Пахачи). Объяснительная записка. Спб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 323 с. + 11 вкл.

Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Петропавловск-Камчатский, ИВ ДВО РАН. 2009. 46 с.

Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир. 2012. 288 с.

Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б., Козлов А.П., Костянов А.И. Хромитовая минерализация в породах Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корьякия (морфология, состав, условия формирования и связь с платинометалльным оруденением) // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 3. С. 202–217.

Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физикохимические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология, 2017. Т. 36. №6. С. 70–93.

Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // Док. АН. 2013. Т. 499. № 6. С. 692-695.

Степанов С.Ю. Структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала. Дисс. канд. геол.-мин. наук.: 25.00.11 – Санкт-Петербург, 2018. 174 с.

Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Золотарёв А.А. Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромшпинелидитах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал // Записки Горного института, 2015. Т. 211. С. 22–28.

Столяров С.А. Петрофизическая зональность центральной части Кондёрского и Нижнетагильского массивов и особенности минерализации платиноидов // Матер. Всеросс. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых специалистов “Геологи XXI века”. Саратов: СО ЕАГО, 2002. С. 120–123.

Толстых Н.Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками. Дисс... доктора геолого-минералогических наук. Новосибирск, ИГМ СО РАН. 2004. Новосибирск. 404 с.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, 2013. РИО УрО РАН. 368 с.

Чайка И.Ф., Изох А.Э. Дуниты Инаглинского массива (Центральный Алдан) – возможные кумуляты лампроитовой магмы // Геология и геофизика. 2018. №11. Р. 1815-1826.

Штенберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М., Наука, 1977, 312 с.

Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромшпинелида // ЗВМО, 1980. Вып. 1. Ч. 109. С. 98–105.

Arai, S. Origin of podiform chromitites // Journal of Asian Earth Sciences. 1997. V. 15. p. 303-310.

Ashworth, J.R. and Chambers, A.D., Symplectic reaction in olivine and the controls of intergrowth spacing in symplectites, J. Petrol., 2000, vol. 41, pp. 285–304.

Augé T., Legendre O. 1992. Pt-Fe nuggets from alluvial deposits in eastern Madagascar. Can. Mineral. 30, 983–1004.

Auge T., Genna A., Legendre O., Ivanov K.S., Volchenko Yu.A. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // Economic Geology. 2005. V. 100. P. 707732.

Batanova V.G., Astrakhantsev O.V. Island-arc mafic-ultramafic plutonic complexes of North Kamchatka / Eds. A.Ishiwatari et al. // Proc. 29-th Int. Geol. Congr. 1994, Pt. D, P.129–143.

Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S. Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite–dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia) // J. Petrology. 2005. V. 46. No. 7. P. 1345–1366.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 200. P. 155-170.

Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., Bějina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions // *J. Petrol.* 2012. P. 53. № 12. P. 2411–2440.

Brown A.V., Page N.J., Love A.H. Geology and platinum-group element geochemistry of the Serpentine Hill complex, Dundas Trough, western Tasmania // *Can. Mineral.* 1988. V. 26. P. 161–175.

Cabral A.R., Vymazalová A., Lehman B., Tupinambá M., Haloda J., Laufek F., Vlček V., Kwitko-Ribeiro R. Poorly crystalline Pd–Hg–Au intermetallic compounds from Córrego Bom Sucesso, southern Serra do Espinhaço, Brazil // *Eur. J. Mineral.* 2009. V. 21. № 4. P. 811–816.

Cabri L.J., Aiglsperger T. A review of hexaferrum based on new mineralogical data // *Mineralogical Mag.* 2018. P. 1–16.

Cabri L.J., Criddle A.J., Laflamme J.H.G. Mineralogical study of complex Pt-Fe nuggets from Ethiopia // *Bull. Mineral.* 1981. V. 104. P. 508–525.

Cabri L.J., Feather C.E. Platinum-iron alloys: nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // *Canadian Mineralogist*. 1975. V. 13. P. 117-126.

Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and distribution of platinum-group mineral (PGM) placer deposits of the world // *Exploration and Mining Geology*. 1996. V. 5. P. 73-167.

Cabri L.J., Laflame G., Stewart J.M. On cooperite, braggite and vyotskite. *Am. Min.*, 63. P. 832–839.

Cabri L.J., Criddle A.J., Laflamme J.H.G., Bearne G.S., Harris D.C., Mineralogical study of complex Pt-Fe nuggets from Ethiopia // *Bull. Mineral.* 1984. V. 104.

Camsell C. Geology and mineral deposits of the Tulameen District, British Columbia // *Geol. Surv. Can., Mem.* – 1913. – V. 26. – P. 23-26.

Cabri L.J., Feather C.E. Platinum-iron alloys: nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // *Can. Min.*, 1975, v. 13, p. 117–126.

Daltry V.D., Wilson A.H. Review of platinum-group mineralogy: compositions and elemental associations of the PG-minerals and unidentified PGE-phases // *Mineralogy and Petrology*. - 1997. - V. 60. - P. 185-229.

Dmitrenko G.G. and Mochalov A.G. Origin of hydrous silicate inclusions in PGM and Cr-spinels from ultramafic rocks // *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 1989. V. 307. pp. 1207–1211.

Duparc L., Tikhonowitch M. Le platine et les gites platiniferes de l'Oural et du Monde. Geneve, 1920. 542 p.

Findlay D.C. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia // *Can. J. Earth Sci.* 1969. V. 6. P. 399–425.

Garuti G., Zaccarini F., Moloshag V., Alimov V.G. Platinum-group minerals as indicators of sulfur fugacity in ophiolitic upper mantle; an example from chromitites of the Ray-Iz ultramafic complex, Polar Urals, Russia // *Can. Mineral.* 1999. T. 37. № 5. P. 1099–1115.

Genkin, A. D. and O. E. Zvyagintsev. Vysotskite, a new sulfide of palladium and nickel // *Zapiski Vses. Mineralog. Obshch.* 1962. V. 91. P. 718-725.

Grapes R.H. Petrology of the Blue Mountain complex, Marlborough, New Zealand // *J. Petrology*. 1975. V. 16. P. 371–428.

Greshake, A., Stephen, T., and Rost, D., Combined TEM and TOFSIMS study of symplectic exsolutions in olivine from martian meteorites Nakhla and Governador Valadarez // in: *Proceedings of the 31st Lunar Planet. Sci. Conference*. 2000, P. 1150.

Greshake, A., Stephen, T., and Rost, D., Symplectic exsolutions in olivine from the Martian meteorite Chassigny: evidence for slow cooling under highly oxidizing conditions, // in: *Proceedings of 29th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 1998, P. 1069.

Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: Review and revision // *Canadian Mineralogist*. 1991. V. 29. P. 231-237.

Huang, Y.S., Lin, S.S., Huang, C.R., Lee, M.C., Dann, T.E., Chien, F.Z., Raman spectrum of IrO₂ // *Solid State Commun.* 1989. V. 70. P. 517–522.

Hulbert L.J., Gruenewaldst G.V. Textural and compositional features of chromite in the Lower and Critical zones of the Bushveld Complex South of Potgietersrus // *Economic Geology*. V. 80. 1985. p. 872-895.

James O.B. Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California // *J. Petrology*. 1971. V. 12. P. 523–560.

- Jedwab, J.*, 2004. "Irite" (Hermann, 1836/1841) from the Urals // *Mineral. Mag.* V. 68. P. 369–394.
- Johan Z.* Platinum-group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralian-Alaskan-type ultramafic complex: ore-mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt, Fe) alloys // *Mineralogy and Petrology.* 2006. V. 87. P. 1–30.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology.* 2001. Vol. 42. №4. P. 655–671.
- Kamenetsky V.S., Lygin, A.V., Foster, J.G., Meffre, S., Maas, R., Kamenetsky, M.B., Goemann, K., Beresford, S.W.* A story of olivine from the McIvor Hill complex (Tasmania, Australia): Clues to the origin of the Avebury metasomatic Ni sulfide deposit. *American Mineralogist.* 2016. V. 101. P. 1321–1331.
- Kamenetsky V.S., Park J.-W., Mugnall J.E., Pushkarev E.V., Ivanov A.V., Kamenetsky M.B., Yaxley G.M.* Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel-hosted inclusions in volcanic rocks // *Geology.* 2015. V. 43. №10. P. 903–906.
- Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L., Semet M.P.* Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka // *Journal of Petrology.* 1995. Vol. 36. P. 637–662.
- Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H.* Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings // *Miner. Magazine.* 1993. V. 57. P. 575–589.
- Khisina N.R., Lorents K.A.* Types of OH-bearing point defects in olivine and their transformation under changing petrological conditions // *Geochemistry Int.* 2015. V. 53. № 6. P. 501–509.
- Khisina N.R., Wirth R., Abart R., Rhede D., Heinrich W.* Oriented chromite–diopside symplectic inclusions in olivine from lunar regolith delivered by "Luna-24" mission // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. V. 104. P. 84–98.
- Khisina N.R., Wirth R., Andut M., Ukhanov A.V.* Extrinsic and intrinsic mode of hydrogen occurrence in natural olivines: FTIR and TEM investigation // *Phys. Chem. Miner.* 2001. V. 28. № 5. P. 291–301.

Khisina, N., Wirth, R., Matsyuk, S., and Koch, M. Microstructures and OH-bearing nano-inclusions in “wet” olivine xenocrysts from the Udachnaya kimberlite // *Eur. J. Mineral.* 2008. Vol. 20. no. 6. P. 1067–1078.

Khisina N.R., Nazarov M.A., Wirth R. and Badyukov D.D. Lamellar spinel-pyroxene symplectites in lunar olivine: evidence for H₂O traces in lunar magmas? // *Meteoritics and Planetary Science.* 2009. V. 44. P. 5034.

Larionov A. N., Andreichev V. A. & Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: GEE, D. G. & PEASE, V. L. (eds) 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 69–74.

Ludwig K. R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005. 71 p.

Makovicky E. Ternary and Quaternary Systems with PGE. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral beneficiation of platinum-group elements.* L.J. Cabri (ed.). Can. Inst. Mining, Metall. Petrol. 2002. V. 54. P. 131–176.

Malitch K.N., Badanina I.Yu. Iron–Platinum Alloys from Chromitites of the Nizhny Tagil and Kondyor Clinopyroxenite–Dunite Massifs (Russia) // *Doklady Akademii Nauk,* 2015, v. 462, №6, p. 692–695.

Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenitedunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // *Canadian Mineralogist.* 2002. V. 40. P. 395–418.

Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // *Canadian Mineralogist.* 2002. V. 40. P. 395–418.

McCollom T.M., Bach W. Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2009. V. 73. №3. P. 856–875.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chemical Geology.* 1995. Vol. 120. P. 223–253

Mikouchi, T., Yamada, I., and Miyamoto, M. Symplectic exsolution in olivine from the Nakhla martian meteorite, *Meteorit. Planet. Sci.* 2000. V. 35. P. 937–942.

Murray C.G. Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: feeder pipes of andesitic volcanoes // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1972. V. 132. P. 313–335.

Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Berlin Heidelberg New York, Springer. 2004. 727 p.

Nazimova Y.V., Zaytsev V.P., Petrov S.V. The Galmoenan massif, Kamchatka, Russia: Geology, PGE mineralization, applied mineralogy and beneficiation // *The Canadian Mineralogist*, 2011, Vol. 49. P. 1433-1453.

Nixon G.T., Cabri L.J., Laflamme J.H.G. Platinum-group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia // *Canad. Miner.* 1990. V. 28. P. 503–535.

Yufeng R., Fangyuan C., Jingsui Y., Yuanhong G. Exsolutions of Diopside and Magnetite in Olivine from Mantle Dunite, Luobusa Ophiolite, Tibet, China // September 2010 *Acta Geologica Sinica* 82(2):377 – 384

Rollinson H., Mameri L., Barry T. Polymineralic inclusions in mantle chromitites from the Oman ophiolite indicate a highly magnesian parental melt // *Lithos.* V. 310. P.381-391.

Shcheka G., Lehmann B., Gierth E., Gömann K., Wallianos, A. Macrocrystals of Pt–Fe alloy from the Kondyor PGE placer deposit, Khabarovskiy Kray, Russia: trace-element content, mineral inclusions and reaction assemblages // *Can. Mineral.* 2004. T. 42. № 2. P. 601–617.

Sidorov E.G. Platinum occurrences in ultramafic massifs on the Koryak-Kamchatka region // *Geology and mineral deposits of the Russian far East*, 1995, v. 1. P. 36 - 38.

Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield // *Mineral. Petrol.* 1991. V. 43. P. 161–180.

Stacey J.S., Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Letters*, 26, pp. 207- 221.

Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Kozlov A.V., Khanin D.A., Varlamov D.A., Kiseleva D.V. Platinum-group minerals of Pt-placer deposits associated with the Svetloborsky Ural-Alaskan type massif, Middle Urals, Russia // *Minerals.* 2019. Vol. 2.

Stockman H.W., Hlava P.F. Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon // *Econ. Geol.* 1984. V. 79.P. 491-508

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society of London Special Publication, 1989, v. 42, p. 313–345.

Tanner D., McDonald I., Harner R.E., Muir D.D., Hughes H.S.R. A Record Of Assimilation Preserved By Exotic Minerals In The Lowermost Platinum-Group Element Deposit Of The Bushveld Complex: The Volspruit Sulphide Zone // *Lithos*. 2018. T. 325. P. 584–608.

Tessalina S.G., Malitch K.N., Auge T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A. Origin of the Nizhny Tagil Clinopyroxenite–Dunite Massif, Uralian Platinum Belt, Russia: Insights from PGE and Os Isotope Systematics // *Journal of petrology*, 2015. V. 56. № 12. P. 2295-2318.

Tistl M. Geochemistry of platinum-group elements of the zoned ultramafic Alto Condoto complex, Northwest Colombia // *Econ. Geology*. 1994. V. 9. P. 58–167.

Tistl M., Burgath K.P., Hohndorf A., Kreuzer H., Munoz R., Salinas R. Origin and emplacement of Tertiary ultramafic complexes in northwest Colombia: Evidence from geochemistry and K-Ar, Sm-Nd, and Rb-Sr isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 126. P. 1–59.

Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore geology Reviews*. 2015. V. 67. P. 234–243.

Tolstykh N.D., Foley J.Y., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O. Composition of the platinum-group minerals in the Salmon river placer deposit, goodnews bay, Alaska // *Can. Mineral.* 2002. T. 40. № 2. P. 463–471.

Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O., Krivenko A.P., Podlipsky M.Yu. The association of platinum-group minerals of the Pustaya River, Kamchatka, Russia // *Can. Mineral.* 2000. V. 38. P. 1251–1264.

Tolstykh, N.D., Krivenko A.P., Sidorov E.G., Laajoki, K.V.O., Podlipsky, M.Yu. Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // *Ore Geol. Rev.* 2002. V. 20. P. 1–25.

Tolstykh, N.D., Sidorov, E.G., Krivenko, A.P. Platinum-group element placers associated with Ural-Alaska type complexes, in: Mungall, J.E. (Ed.), *Exploration for*

Platinum-Group Element Deposits. Short Course Ser. MAC. 2005. V. 35. Chap. 6. P. 113–143.

Tuisku, P. Inclusions of ruthenian rutile and titanian RuO₂ in isoferroplatinum nuggets from Finnish Lapland. 2012. Can. Mineral. V. 50. P. 511–521.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter, 19:1-23. 27. McDonough, W.F. and Sun, S.S. The Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.

Zaccarini F., Anikina E., Pusharev E., Rusin I., Garuti G. Palladium and gold minerals from the Baronskoe-Kluevsky ore deposit (Volkovsky complex, Central Urals, Russia) // Mineral. Petrol. 2004. T. 82. № 1. P. 137–156.

Zaccarini F., Garutti G., Pushkarev E., Thalhammer O. Origin of Platinum Group Minerals (PGM) Inclusions in Chromite Deposits of the Urals // Minerals. 2018. T. 8. № 9. P. 379.

Zhmodik S.M., Nesterenko G.V., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Kolpakov V.V., Podlipsky M.Yu., Karmanov N.S. Alluvial platinum-group minerals as indicators of primary PGE mineralization (placers of southern Siberia) // Russ. Geol. Geophys. 2016. T. 57. № 10. P. 1437–1464.

Фондовая

Алексеев А.А., Алексеев Э.С., Пинтэ В.Э. Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1:200 000 на территории листа Р-59-XXIII. Геологическое строение бассейнов рр. Укэляят, Ильпи, Ватына (партия №7, работы 1968-70 гг.). М., 1971г.

Косько М.К., Радченко Н.С., Савельев Н.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Вильлейкин и Аниваям /Корякское нагорье / Отчёт партии №4 Корякской комплексной экспедиции о геолого-геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1:200 000 в полевой сезон 1963 г. Л., 1966.

Разумный А.В. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками на территории листов Р-59-80-В-г-3,4; Р-59-80-Г-в-3,4; Р-59-80-Г-г-3,4; Р-59-91-Б-г-2,4; Р-59-92-А,Б; Р-59-93-А,Б; Р-59-94-А-в, проведенной в 1995-2000. (Ватынская партия). Пос. Корф, 2000 г.

Семёнов Я.А. Отчёт по групповой геологической съёмке масштаба 1:50 000 на территории листов Р-59-103 Г (в, г); Р-59-104 (В) (в, г); Р-59-114 Б, Г (а, б); Р-59-115-А, Б, В (а, б), Г (а, б); Р-59-116-А, В (а, б), проведённой в 1978-1981 гг. П. Корф, 1981 г.