

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Института геологии и минералогии им.В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН)

На правах рукописи

КИСЕЛЕВА Ольга Николаевна

**ХРОМИТИТЫ И ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В
ОФИОЛИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА
(ОСПИНО-КИТОЙСКИЙ И ХАРАНУРСКИЙ МАССИВЫ)**

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

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель

д.г.-м.н. С.М. Жмодик

НОВОСИБИРСК 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

Условные обозначения	4
ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	11
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА	15
2.1 История исследования геологического строения, вещественного состава и формационного анализа Ильчирского офиолитового пояса	15
2.2 Геологическое строение	16
Глава 3. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОВЫХ РУД	36
3.1 Минералогия хромитовых руд	36
3.2 Химические особенности рудных хромшпинелидов и ассоциирующих с ними оливинов	55
3.3 Геохимические характеристики хромитовых руд	64
Глава 4. ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ	80
4.1 Распределение ЭПГ в ультрабазитах и редковкрапленных хромитовых рудах	80
4.2 Распределение ЭПГ в различных структурно-текстурных типах хромитовых Оспино-Китойского и Харанурского массивов	81
4.3 Корреляционный анализ	89
4.4 Кластерный анализ	89
Глава 5. ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ	91
5.1 Минералогия ЭПГ в хромититах Северной ветви	91
5.2 Минералогия ЭПГ в хромититах Южной ветви	119
Глава 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХРОМИТИТОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОФИОЛИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА	128
6.1 Модели образования хромититов в альпинотипных гипербазитах	128
6.2 Оценка состава родоначальных расплавов по рудным хромшпинелидам	130
6.3 Температуры оливин-шпинелевого равновесия в рудных хромшпинелидах	131
6.4 Фугитивность кислорода	133
6.5 Условия и механизмы формирования хромититов	135
6.6 Механизмы формирования минералов элементов платиновой группы в хромититах	139
6.7 Последовательность формирования парагенезисов МПГ в хромититах	140

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	151
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	154
ПРИЛОЖЕНИЕ I	171
ПРИЛОЖЕНИЕ II	197
ПРИЛОЖЕНИЕ III	213

Условные обозначения

МПГ – минералы платиновой группы

ЭПГ – элементы платиновой группы

$Al\# = 100 \times (Al / (Al + Cr + Fe^{3+}))$ - глиноземистость

$Cr\# = 100 \times (Cr / (Cr + Al + Fe^{3+}))$ - хромистость

$Fe^{3+\#} = 100 \times (Fe^{3+} / (Cr + Al + Fe^{3+}))$ – железистость по содержанию трехвалентного железа

$Mg\# = 100 \times (Mg / (Mg + Fe^{2+}))$ - магнезиальность

$F\# = 100 \times (Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+}))$ – железистость

F – степень частичного плавления

IPGE – тугоплавкие платиноиды Ir группы (Os, Ir, Ru)

PPGE – легкоплавкие платиноиды Pt группы (Rh, Pt, Pd)

Os^o - самородный осмий (содержание Os > 85 мас.%)

Ru^o - самородный рутений (содержание Ru > 90 мас.%)

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования.

Несмотря на значительное число исследований, проведенных в течение последних десятилетий, условия и механизмы, с помощью которых концентрируются и фракционируются элементы платиновой группы (ЭПГ) изучены недостаточно. Причины связи высоких концентраций ЭПГ с хромититами обсуждаются во многих работах, но по-прежнему в процессах концентрирования и дифференциации ЭПГ не ясна роль: химического состава хром-шпинелидов, времени и процессов образования хромититов с минералами платиновой группы (МПГ), геологических процессов и геодинамических обстановок, а также физико-химических условий формирования хромититов, содержащих ЭПГ. В настоящее время признается, что офиолиты представляют собой фрагменты океанической литосферы и офиолитовые ассоциации являются реперами важных геологических процессов формирования складчатых областей (Колман, 1979; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Зоненшайн, Кузьмин, 1993 и др.). Исследования офиолитов позволяют охарактеризовать магматические суб-океанические глубинные процессы, а формирование подформных хромититов (podiform chromitite) с МПГ является одним из важных процессов, происходящих в мантии и отражающих физико-химических условия и эволюцию мантии (Leblanc, 1991; Ahmed et al., 2009). Хром-шпинели, во многих случаях, подверглись изменениям, которые могут быть использованы в качестве надежного петрогенетической индикатора для оценки первичной литологии мантии, даже в сильно серпентинизированных ультрамафитах (Lipó и др, 1995). В то же время, ЭПГ являются потенциальным геохимическим монитором глубинных процессов, происходящих в мантии (Naldrett, 1981; Garuti et al., 1997). Распределение ЭПГ в хромититах и связанных гипербазитах отражает петрологическую природу и эволюцию мантийного источника, из которого они были получены. Наличие примесей в твердых растворах собственно платиновых минералов, обилие их полиминеральных сростаний дают возможность оценить эволюцию многокомпонентных платинометалльных систем в мантийных и коровых условиях. В настоящее время имеются аналитические возможности, в частности сканирующая электронная микроскопия с термополевой эмиссией, для выявления тонких минералогических и микроструктурных особенностей МПГ, изучения очень мелких (микро- и наноразмерных) зерен МПГ, микроструктурных взаимоотношений между соединениями ЭПГ в полифазных агрегатах.

По современным представлениям существует три различных процесса ответственных за распределение и фракционирование ЭПГ в офиолитовых породах, это – парциальное плавление, магматическое фракционирование и гидротермальное изменение (Leblanc, 1991). Считается, что первые два процесса являются наиболее эффективными, а гидротермальное воздействие приводит к незначительному перераспределению ЭПГ.

Данных о распределении и минералогии ЭПГ в офиолитах юго-восточной части Восточного Саяна очень немного (Жмодик и др., 2000; 2008; Орсов и др., 2001; Киселева и др., 2012; 2014а, б), несмотря на то, что реставрация геологических условий, геодинамических обстановок и возрастных рубежей формирования океанических магматических комплексов Восточного Саяна находятся в фокусе геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (Геология и метаморфизм... 1988; Геология и рудность..., 1989; Жмодик и др., 2008; Кузьмичев и др., 2012).

Оспино-Китойский и Харанурский массивы являются крупнейшими гипербазитовыми проявлениями «нижнего комплекса» Ильчирской офиолитовой ассоциации Восточного Саяна. В пределах этих массивов выявлено большое количество разномасштабных рудопроявлений хромититов, содержащих платинометалльную минерализацию. История исследования геологического строения, вещественного состава и формационного анализа уходит корнями в предыдущее столетие. Изучение геологии и петрографии гипербазитовых массивов Восточного Саяна с 1916–55 гг. было связано с поисками асбеста В.Н. Лодочниковым, Н.Д. Соболевым, А.Г. Гокоевым. К настоящему времени достаточно детально изучены геология, минералогия, петрология и геохимия Оспино-Китойского, Харанурского и Улан-Сарьдагского массивов. Несмотря на хорошую изученность геологического строения региона, геохимическую характеристику гипербазитов, вмещающих хромититы, до настоящего времени не проводилось систематического исследования хромитовых руд большинства рудопроявлений рассматриваемых массивов (химический состав рудных хромшпинелидов) и, особенно, геохимии ЭПГ и платинометалльной минерализации, которая тесно связана с хромититами. Именно этими обстоятельствами обусловлена актуальность проведенного исследования, объектом для которого стали хромитовые руды юго-восточной части Восточного Саяна (Оспино-Китойский, Харанурский, Улан-Сарьдагский, Дунжугурский участки).

Цель работы: проведенных исследований являлось установление формы рудных тел и структурно-текстурных разновидностей хромитовых руд, минералого-геохимических особенностей и физико-химических параметров формирования хромитовых руд и связанной с ними платинометалльной минерализации в офиолитах юго-восточной части Восточного Саяна.

Задачи:

1. Выявить участки распространения, геологическое строение, формы рудных тел и структурно-текстурные разновидности хромититов юго-восточной части Восточного Саяна;

2. Провести комплексный сравнительный анализ минерального состава петрохимических и геохимических особенностей хромитовых руд Северной и Южной ветвей офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна;
3. Установить распределение и минеральный состав элементов платиновой группы (ЭПГ) в хромититах Северной и Южной ветви офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна.
4. Оценить физико-химические условия (P-T-f (O₂)) формирования минеральных ассоциаций (равновесий) в хромититах Северной и Южной ветви офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна.
5. Геодинамические обстановки формирования хромититов Северной и Южной ветви офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна.

Фактический материал и методы исследования

Работа основана на результатах изучения хромитовых руд из гипербазитов Оспинокитойского и Харанурского массивов Верхнеонотского офиолитового пояса Восточного Саяна. В основу диссертационной работы положены материалы, полученные автором при полевых и камеральных исследованиях 2009 - 2013 гг., а так же фактический и аналитический материал сотрудников лаборатории геохимии благородных и редких элементов и экогеохимии и научного руководителя доктора геол. - мин. наук С.М. Жмодика.

В процессе исследований было проанализировано 60 проб пород, изучено 89 шлифов, 60 аншлифов, 77 образцов на полированных пластинках и цементированных препаратах тяжелой фракции из 28 образцов пород. Изучение вещественного состава руд и особенностей, вмещающих гипербазитов проводилось петрографическим и минераграфическим методами. Геохимическое изучение хромитовых руд на микроэлементы, Au, Ag и редкие элементы проводилось с использованием атомно-абсорбционного, ИСП АЭС методов (Аналитический центр ИГМ СО РАН). Содержание ЭПГ определялось атомно-абсорбционным методом (Аналитический центр ИГМ СО РАН); пробирно-масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой и с предварительным пробирным концентрированием и использованием Ni штейна в качестве коллектора; а так же кинетическим (Os), кинетическим фотометрическим с предварительным сорбционным концентрированием (Ir) методами (ЦНИГРИ, Москва). Определение химического состава и изучение структурных особенностей рудных и силикатных минералов проводилось методами рентгеноспектрального микроанализа на установке «Сamebaх-Micro» и сканирующей электронной микроскопии (лаборатория рентгеноспектральных методов ИГМ СО РАН).

Защищаемые положения:

I. Хромититы Северной и Южной ветвей офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна имеют бимодальные химические характеристики, выделено два типа хромититов. *Хромититы I типа* сложены среднеглиноземистыми хромшпинелидами и представлены как в Северной, так и в Южной ветвях офиолитов. *Хромититы II типа* сложены низкоглиноземистыми хромшпинелидами и представлены только в Северной ветви офиолитов.

II. Для хромититов характерно наличие двух типов распределения элементов платиновой группы. Первый тип – (Os-Ir-Ru) (IPGE – Ir, Ru, Os – тугоплавкие ЭПГ) с выраженным фракционированием легкоплавких ЭПГ (PPGE – Pd, Pt, Rh); второй тип – (Pt-Pd) с незначительным фракционированием легкоплавких ЭПГ. Для хромититов I типа выявлен (Os-Ir-Ru) тип распределения ЭПГ; в хромититах II типа присутствует как (Os-Ir-Ru), так и (Pt-Pd) типы распределения ЭПГ. Имеются различия и в минералогии ЭПГ Северной и Южной ветвей офиолитов. В хромититах I типа минералы платиновой группы (МПГ) представлены системой (Os-Ir-Ru) – (твердые растворы Os-Ir-Ru состава), осмий, лаурит, осарсит-руасит-ирарсит, рутенарсенид; в хромититах II типа МПГ представлены системой [Os-Ir-Ru-Pt-Rh±Pd] (высокотемпературные твердые растворы *Pt-Os-Ir-Ru* состава, лаурит-эрлихманит, изоферроплатина, руарсит-ирарсит-платарсит, гарутит, закаринит, толовкит, Rh₂SnCu).

III. Минералогические, микроструктурные особенности и минеральные ассоциации МПГ отражают последовательность формирования парагенезисов МПГ в хромититах: 1) – твердые растворы Os-Ir-Ru состава, лаурит RuS₂ образовались на магматической высокотемпературной стадии, сингенетично с хромитами, в верхнемантийных условиях; 2) – сульфоарсениды, арсениды (Os, Ir, Ru) образуются под воздействием остаточных S, As содержащих флюидов на постмагматической стадии; 3) соединения ЭПГ отвечающие составу: Os^o, Ir-Ru, Ru^o, Pt-Cu-Fe-Ni, Ir-Ni-Fe и т.п. образуются в результате ремобилизации ЭПГ при процессах десульфуризация, деарсенизация ранних МПГ, под воздействием восстановленных флюидов; 4) соединения ЭПГ с As, Sb, Sn возникают при смене восстановительных обстановок на окислительные, совместно с арсенидами никеля, феррихромитом, хроммагнетитом.

Научная новизна и практическое значение работы

Впервые проведен сравнительный анализ хромититов в Северной и Южной ветвях офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна. Изучены геохимические особенности ЭПГ во всех структурно-текстурных разновидностях хромититов. Проведено детальное изучение минерального состава хромитовых руд, платинометалльной минерализации и определены формы нахождения ЭПГ в хромититах. Выявлены различия в химическом составе рудных

хромшпинелидов, распределении ЭПГ и платинометалльной минерализации в Северной и Южной ветвях офиолитов. Установлено, что платинометалльная минерализация в хромититах Северной ветви представлена системой (Os-Ir-Ru-Rh-Pt), а в хромититах Южной ветви - (Os-Ir-Ru). Впервые в исследованных хромититах были обнаружены уникальные зональные относительно низкотемпературные кристаллы и зерна Os-Ir-Ru состава и предложена модель их образования. Исследованы микроструктурные особенности взаимоотношений высокотемпературных и низкотемпературных соединений ЭПГ в мономинеральных и полифазных агрегатах. Проведена оценка роли флюидов при мобилизации и перераспределении ЭПГ. Намечены основные стадии образования минералов платиновой группы в хромититах.

Результаты работы могут быть использованы для оценки рудоносности (хромитоносности, платиноносности) Оспино-Китойского и Харанурского массивов. Изучение зависимости содержания ЭПГ от петрохимических особенностей хромитовых руд, их минерального состава, степени измененности хромититов, минеральных форм нахождения ЭПГ дает важную информацию при оценке перспективности платиноносности хромитовых руд. Определение форм нахождения ЭПГ, морфологии и взаимоотношений МПГ является важной информацией для разработки технологических процессов, связанных с извлечением платиновых металлов, в особенности это касается тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru), из хромититов.

Апробация работы

По теме диссертации опубликовано 11 печатных работ. Основные положения диссертации опубликованы в рецензируемых журналах: «Известия Иркутского государственного университета» (2012, Т. 5) и «Геология и геофизика» (2014, №.2). Научные результаты публиковались и докладывались на всероссийских и международных научных конференциях и периодических научных изданиях: XLVII Международная научная студенческая конференция «Студент и научно-технический прогресс» (Новосибирск, НГУ, 2009); Всероссийская петрографическая конференция (Томск, 2009); Третья международная конференция «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» (Екатеринбург, 2009); Шестнадцатая научная молодежная школа «Металлогения древних и современных океанов – 2010; Рудоносность рифтовых и островодужных структур» (Миасс, 2010); XVII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2011» (Екатеринбург, 2011); IV международная конференция и III молодежная школа-семинар (Улан-Удэ, 2012); Всероссийское совещание посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона (Иркутск, 2012); IV Всероссийская научно-практическая конференция, посвященная 40-летию Геологического института СО РАН (Улан-Удэ, 2013); 12-ый интернациональный платиновый симпозиум (Екатеринбург, 2014).

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы и трех приложений. Общий объем работы 222 машинописных страниц, в том числе 48 рисунков, 22 таблиц. Список литературы состоит из 213 наименований.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Жмодику С.М. за помощь в проведении исследований, ценные консультации при подготовке публикаций, и советы при подготовке диссертации, Н.Д. Толстых, Ф.П. Леснову за предоставленную литературу, ценные советы и критические замечания, А.С. Гибшеру за неоценимую помощь при подготовке геологической главы, Л.В. Агафонову за помощь при подготовке препаратов и консультации по минералогии ЭПГ, Цимбалист В.Г., Хлестова М.В. за проведение аналитических анализов сложных для аналитики хромитовых руд, Е.В. Айриянц за критические замечания и помощь в оформлении работы. Полевые исследования проводились вместе с научным руководителем д.г.-м.н С.М. Жмодиком и сотрудниками лаб.№ 216 Д.К. Беляниным, И.С.Кириченко, а также ГИН (Улан-Удэ) Б.Б. Дамдиновым, им также выражается признательность за помощь при полевых исследованиях.

ГЛАВА 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения задач, поставленных в диссертационной работе, использовался комплексный подход. Были изучены различные текстурно-структурные разновидности хромитовых руд: редковкрапленные, средневкрапленные, густовкрапленные и сплошные.

Каменный материал, положенный в основу работы, был отобран в 2009, 2012 и 2013 гг автором совместно с сотрудниками лаборатории геохимии благородных и редких элементов и экогеохимии, под руководством Жмодика С.М. Коллекция образцов 1997, 1998, 2002 гг любезно предоставлена научным руководителем д. г.-м. н. Жмодиком С.М.

Для геологической характеристики хромитовых рудопроявлений и вмещающих их гипербазитов использовались: литературные данные, полевые отчеты геологических экспедиций, собственные полевые наблюдения.

С целью изучения структурно-текстурных разновидностей хромитовых руд, их вещественного состава и взаимоотношений минералов в хромититах и хромсодержащих породах было изготовлено: шлифы – 89 шт, аншлифы – 60 шт, полированные пластинки - 77 образцов и цементированные препараты тяжелой фракции – 28 образцов. Препараты тяжелой фракции изготавливались путем отмывки крупнообъемных проб (1÷5 кг) до черного шлиха, шлик выкладывался в форму и заливался компаундом, затем эти шашки использовались для исследования химического состава хромшпинелидов и других рудных минералов, и минералогии элементов платиновой группы.

Исследование вещественного состава руд, вмещающих гипербазитов, проводилось петрографическим (шлифы) и минераграфическим (аншлифы) методами, с использованием поляризационного микроскопа Polam Jenaval, МИН-9, и AXIO Scope. A1 (Zeiss). Фотографии образцов руд и гипербазитов в шлифах и аншлифах выполнены цифровым фотоаппаратом, установленном на микроскопе AXIO Scope. A1 (Zeiss).

Для проведения ряда геохимических исследований, из представительной коллекции структурно-текстурных разновидностей хромитовых руд различных участков были отобраны пробы весом от 1÷5 кг. Пробы дробились, истирались на виброистирателе, для достижения равномерности распределения элементов проводилось квартование проб. Геохимические исследования в основном проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, Новосибирск.

Микроэлементный состав (в г/т): **Ni, Co, Mn, V, Cu, Zn, Sr** определялся атомно-абсорбционным количественным методом НСАМ № 155-ХС-1 (Методика НСАМ № 155-ХС-1, 2006), в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитик Галкова О.Г.) – 48 проб.

Редкие элементы (примеси) **P, Sc, Ti** были определены на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) IRIS Advantage (США) (аналитик Нечепуренко С.Ф,

ИГМ СО РАН). Редкоземельные элементы (**La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu**), **Y**; литофильные **Sr, Rb, Cs, Ba**; высокозарядные **Zr, Hf, Ta, Nb** определялись на атомно-эмиссионном масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно-связанной плазмой ELEMENT (Германия) (аналитик - к.х.н. Николаева И.В., ИГМ СО РАН). Разложение проб хромитовых руд в растворы выполнено Галковой О.Г. (ИГМ СО РАН). Всего проанализировано 20 проб.

Для установления картины распределения благородных элементов в различных структурно-текстурных разновидностях были проведены определения концентраций этих металлов. Определение микроконцентраций благородных металлов (ЭПГ, Au, Ag) является сложной задачей аналитической химии, поскольку требуются точные определения концентраций порядка $n \cdot 10^{-6}$ – $n \cdot 10^{-8}$ %. В хромитовых рудах определение благородных металлов имеет ряд сложностей: низкие концентрации этих элементов, неравномерность распределения ЭПГ, Au, Ag в рудах и, определенную сложность составляет процесс разложения проб хромитовых руд.

В настоящее время для определения благородных элементов используют комбинированные физико-химические, кинетические методы (Гусев, Иванов, 1973; Пятницкий, Сухин, 1975; Золотов, 1977, 2003).

Определение концентраций **Au** проводилось экстракционно-атомно-абсорбционным методом по методике НСАМ № 237-С; **Ag** определялся пламенно-атомно-абсорбционным методом НСАМ № 130-С (Методика НСАМ № 237-С, НСАМ № 130-С, 2006). Атомно-абсорбционный метод определения золота и серебра удачно объединяет в себе возможность надежных замеров аналитического сигнала с так называемой «мокрой химией» (Прайс, 1976). Анализы проведены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитик Ильина В.Н.) – 45 проб

Для определения содержаний ЭПГ в различных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд использовался комплекс методов:

- 1) **Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Os** - атомно-абсорбционный метод на спектрофотометре фирмы Perkin-Elmer модель 3030 с атомизатором HGA – 600 и коррекцией фона на основе эффекта Зеемана, в условиях оптимальных для максимального аналитического сигнала с устойчивой воспроизводимостью. Анализы проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитик к.х.н Цимбалист В.Г). Проанализировано 45 проб.

Для оценки сходимости результатов полученных методом атомной абсорбции, в Аналитическом центре ЦНИГРИ (Москва) аттестованными методиками были проанализированы 20 проб (аналитик Пучкова Т.В.).

- 2) **Au, Pt, Pd, Rh** - пробирно-масс-спектрометрический с индуктивно связанной плазмой с предварительным пробирным концентрированием, с использованием Ni штейна в качестве коллектора (методика СТП ЦНИГРИ 2-ПМС-08);

Os, Ru – кинетический метод (методика НСАМ № 393-Х)

Ir – кинетический фотометрический метод с предварительным сорбционным концентрированием (методика НСАМ № 490-Х).

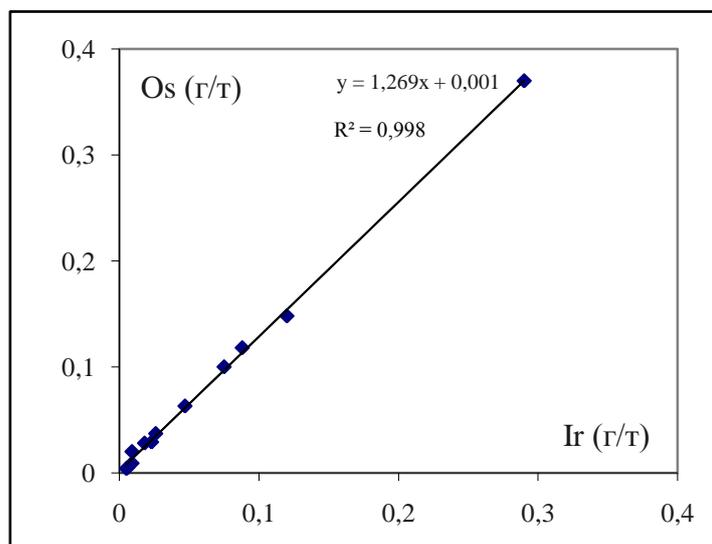


Рис. 1.1 График линейной зависимости Os-Ir, по данным полученным в Аналитическом центре ЦНИГРИ (Москва).

При сопоставлении результатов анализов атомно-абсорбционного определения с результатами, полученными кинетическим и пробирно масс-спектрометрическим методами, выявлено, что по содержанию Pt, Pd, Rh сходимость результатов удовлетворительная (табл. 4.1). Метод атомной абсорбции дает устойчиво завышенные концентрации Ir, чем кинетический фотометрический метод. Но максимальное завышение концентраций при сравнении дал Os, что вероятно обусловлено недостаточной чувствительностью метода атомной абсорбции к этому элементу. С другой стороны, определение Ir, Os кинетическим методом обнаружило высокую корреляцию содержания этих элементов (**рис.1.1**). Это позволило оценить содержание Os в пробах руд, проанализированных атомно-абсорбционным методом.

Таблица 1.1

Пределы обнаружений ЭПГ в минералах платиновой группы (мас.%)

Метод	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
Микрозонд «Camebax - Micro»	0,049	0,181	0,042	0,044	0,205	0,051
Tescan-MIRA 3 LMU	0,36	0,38	0,13	0,15	0,48	0,17

Определение химического состава и изучение структурных особенностей хромшпинелидов, минералов платиновой группы (МПГ), сульфидов, сульфоарсенидов, арсенидов Ni, Fe проводилось методами рентгеноспектрального микроанализа на установке «Camebax - Micro»; методом сканирующей электронной микроскопии на микроскопах: 1) Oxford SEM JEO1430 VP EDX, аналитики к.г.-м.н. Титов А.Т., Хлестов М.В.; 2) Tescan-MIRA 3 LMU, аналитик Хлестов

М.В., с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН.

Для оценки температур, установившихся оливин-шпинелевых твердофазных равновесий, были использованы хромшпинелиды, в которых степень окисления железа измерена с помощью мессбауэровской спектроскопии (ягр-спектроскопия), поскольку это является одним из важных условий достижения корректности $OI-Sp$ геотермометрии и оценки редокс-состояния хромшпинелидов (Чашухин и др., 2007). Из измельченных образцов хромититов были отобраны монофракции хромшпинелидов. Мессбауэровское исследование проб хромшпинелей выполнено на спектрометре SM2201 при постоянном ускорении в геометрии пропускания при комнатной температуре. Эффективная толщина образцов составляла 10 мг/см^2 железа в естественной смеси изотопов, что соответствует приближению тонкого поглотителя. Обработка экспериментальных данных выполнена с использованием программы Univem-4 (НИИ Физики Ростовского государственного университета). Работы выполнены в Центре коллективного пользования «Геоаналитик», Институт Геологии и Геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург; исполнители: н.с. Миронов А.Б., н.с. Галахова О.Л.

Аналитическая обработка полученных данных проводилась с использованием программ: Excel, Statistica 6.0 (статистическая обработка данных), Origin (графические построения). Цифровая обработка карт проводилась с использованием программы Corel Draw 10.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

2.1 История исследования геологического строения, вещественного состава и формационного анализа Ильчирского офиолитового пояса

Оспино-Китойский и Харанурский ультраосновные массивы расположены в юго-восточном (Оспино-Китойский) и северном (Харанурский) обрамлении Гарганской «глыбы».

Изучение геологии и петрографии гипербазитовых массивов Восточного Саяна с 1916–55 гг. были связаны с поисками асбеста В.Н. Лодочниковым, Н.Д. Соболевым, А.Г. Гокоевым (Лодочников, 1936). Н.Д. Соболевым были описаны рудопроявления асбеста и других полезных ископаемых и даны геологическая и петрографическая характеристики пород Тункинских и Китойских альп (Соболев, 1934, 1940). Первые детальные исследования геологического положения и петрографии Оспинского массива, а также стратиграфии вмещающих толщ были проведены в 1934–40 гг. М.Ф. Шестопаловым, А.С. Ивановым (Шестопалов, 1938). В 1952–54 гг. Оспинский массив изучали И.В. Белов, М.В. Богидаева (Богидаева, 1961). В конце 50 – начале 60-х гг. в районе распространения гипербазитов Ильчирского комплекса Бурятским геологическим управлением проводились геолого-съёмочные работы. Картирование массивов и изучение ряда рудопроявлений с 1959–64 гг. проводилось исследователями: Р.С. Замалетдиновым, Н.Ф. Певченко, И.С. Якшиным, А.С. Сутуриным, В.В. Левицким, В.А. Ананьиним, В.А. Лобовым и др. В результате этих работ были воссозданы общая тектоническая схема региона, стратиграфическое расчленение вмещающих толщ и выяснены особенности магматизма (Сутурин, 1978). Ультрабазитовые и габброидные тела в то время рассматривались как интрузивные или протрузивные образования, относимые к двум самостоятельным комплексам венд-нижнекембрийского возраста (Арсентьев, 1960; Глазунов и др., 1971; Лодочников, 1941; Обручев, 1942). Результаты геолого-петрографического изучения гипербазитов были обобщены в работе Г.В. Пинуса, Ю.Н. Колесника (Пинус, Колесник, 1966). В 1964-1965 гг. на Оспинском и Улан-Сарьдагском массивах О.М. Глазуновым были проведены поисково-оценочные работы на хромит. Была дана геохимическая характеристика пород, выделены рудные зоны, рассмотрены генетические вопросы, связанные с хромититами (Сутурин, 1978). В настоящее время согласно последним работам Добрецова Н.Л., Хаина Е.В. установлено, что ультрабазитовые и габброидные тела находятся в аллохтонном залегании и являются вместе с дайковым комплексом и вулканитами членами нарушенной офиолитовой серии. Офиолиты слагают нижний покров, тектонически залегающий на породах автохтона (Добрецов и др., 1985; Федотова, Хаин, 2002). В диссертационной работе Анциферовой Т.Н. приводится комплексная геолого-петрографическая и минералого-геохимическая характеристика и роль деформационных преобразований для Оспинского и Улан-Сарьдагского

гипербазитовых массивов. Геологические, петрографические и геохимические данные свидетельствуют о реститовой природе гипербазитов Оспинского и Улан-Сарьдагского массивов (Добрецов и др., 1985; Анциферова, 2006).

Несмотря на хорошую изученность геологического строения региона, геохимическую характеристику гипербазитов, вмещающих хромититы, до настоящего времени не проводилось систематического исследования хромитовых руд всех рудопроявлений рассматриваемых массивов (химический состав рудных хромшпинелидов), в особенности это касается геохимии ЭПГ и платинометалльной минерализации, которая является сопутствующей в хромититах. Авторами впервые получены представительные данные в полном объеме характеризующие химические особенности рудных хромшпинелидов, распределения ЭПГ в ультрабазитах и хромитовых рудах; ЭПГ минерализации, микроструктурным особенностям МПГ, что позволило получить более полное представление о генезисе и эволюции рудно-магматической системы рассматриваемых массивов.

2.2 Геологическое строение

2.2.1 Тектоническое районирование

Юго-восточную часть Восточного Саяна составляют структурно-вещественные комплексы Гарганской, Ильчирской и Окинской структурно-формационных зон. Они входят в состав южного складчатого обрамления Сибирской платформы (**рис. 2.1**). Гарганская структурно-фациальная зона (Гарганская глыба) является северным фрагментом Тувино-Монгольского докембрийского массива (Хубсугул-Дзабханского палеомикроконтинента (Беличенко и др., 1988). Фундамент массива представляет собой антиформную структуру и выполнен метаморфическими породами и гранитоидами в виде отдельных небольших гранито-гнейсовых куполов, обрамленных биотитовыми плагиогнейсами и мигматизированными роговообманковыми амфиболитами. Гранитоиды, связанные с метаморфическими породами, относят к китойскому комплексу. Чехол Гарганской глыбы представлен иркутной (монгошинской) свитой позднерифейского возраста, которая сложена преимущественно карбонатными, терригенно-карбонатными и грубообломочными породами и вторичными кварцитами по карбонатным породам. На юге Гарганская зона граничит с Ильчирской структурно-формационной зоной. По мнению ряда исследователей, метаморфические толщи фундамента глыбы представляют собой автохтон с сорванным чехлом, перекрытым аллохтонными образованиями покровов, частично сохранившимися в межкупольных синформах (Добрецов и др., 1985; Федоровский и др., 1995; Хаин и др., 1999). Аллохтон представлен толщами Ильчирского покрова, офиолитами Верхнеонотского покрова, а также остатками осадочных толщ Боксонской серии. В пределах

Гарганской зоны широко распространены интрузии тоналит-грандьемит-дацитовый ассоциации Сумсунурского и Холбинского комплексов с возрастом 790 - 815 млн.лет (Кузьмичев, 2004)

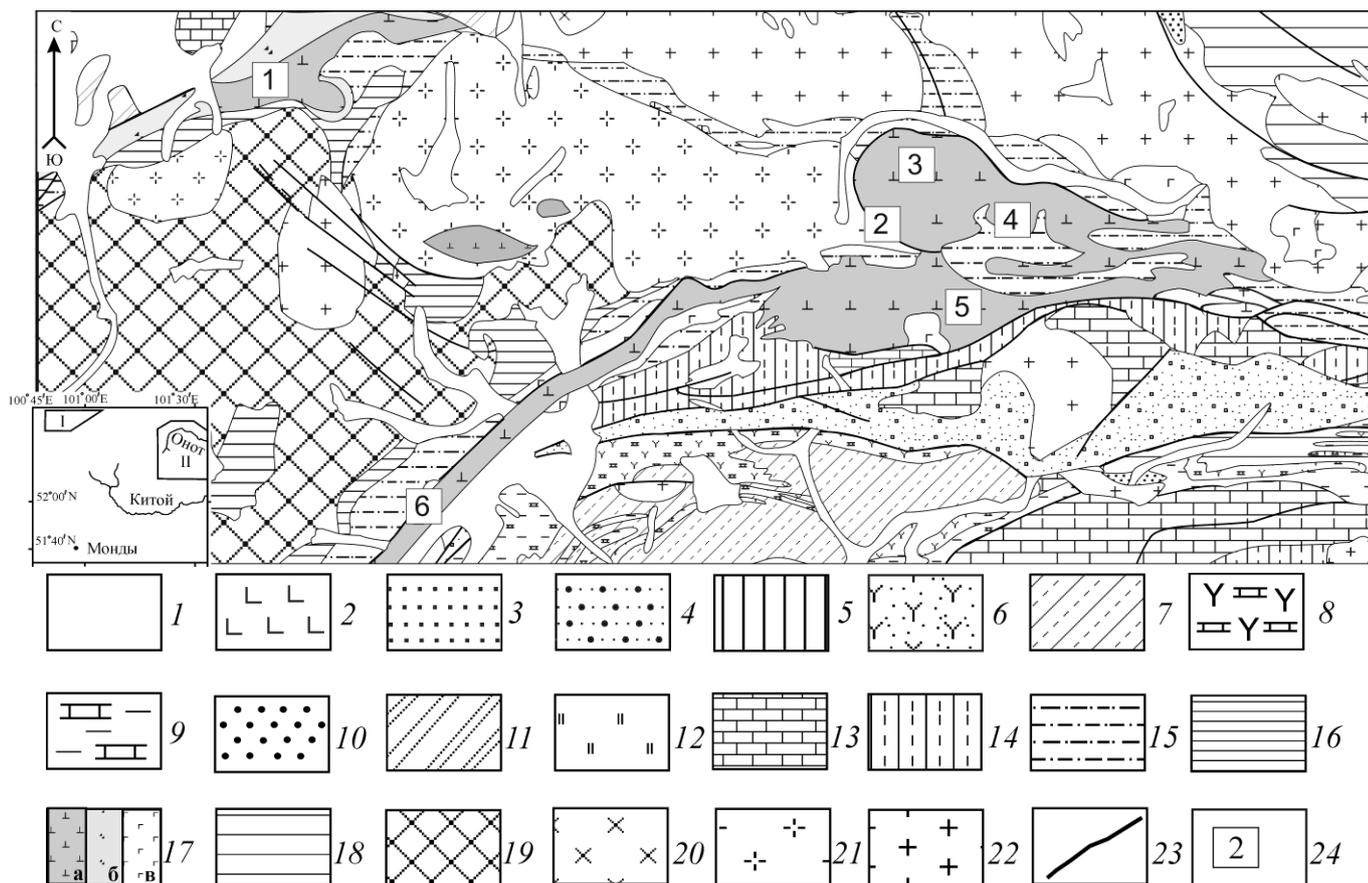


Рис. 2.1. Фрагмент геологической карты Восточного Саяна [1:200 000] по (Геология и рудоносность, 1989), с добавлениями точек отбора проб.

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения, 2 – базальты, 3 – конгломераты, песчаники, сланцы, 4 – малассовая формация, 5 – осадочно-вулканогенная (окинская), 6 – осадочно-вулканогенно-толеитовая (S-D); *барунгольская свита:* 7 – существенно карбонатная с вулканитами, (8÷10) – вулканогенно-осадочная карбонатная: 8 – толеит-базальтовая карбонатная, 9 – туфосланцевая карбонатная, 10 конгломератовидная; *харанурская свита:* 11 – доломит-известняковая фосфатоносная, 12 – кремнисто-карбонатная (O-S), 13 – известняково-доломитовая; 14 – *верхнешумская* граувакковая песчано-сланцевая; 15 – *ильчирская свита* песчано-сланцево-карбонатно-флишоидная; 16 – *иркутская свита* известняково-доломитовая; 17 – офиолитовая формация: а) ультрабазиты, б) олистостромы, в) габбро; 18 – гнейсово-мигматитовая; 19 – плагиоплейрогнейсовая мигматит-гранитовая (Ar); 20 – нерасчлененные граниты; 21 – диорит плагио-граниты; 22 – гранитоиды; 23 – разрывные нарушения; 24 – участки хромитовых рудопроявлений: 1 – Харанурский, 2 – Зун-Оспинский, 3 – г.Харьх, 4 – Ильчирский, 5 – Хушагольский, 6 – г.Улан-Сарьдаг.

На врезке I – положение Харанурского массива, *II* – положение Оспино-Китойского и Улан-Сарьдагского массивов.

Толщи аллохтона Ильчирской структурно-формационной зоны представлены серией тектонических чешуй, сложенных породами офиолитовой ассоциации, вулканогенно-сланцевыми толщами (Оспинская пластина), полимиктовым серпентинитовым меланжем и доломитами (Хушагольская пластина). Они занимают значительную площадь между выходами фундамента юга Сибирской платформы и структурно-вещественными комплексами Хубсугул-Дзабханского палеомикроконтинента. В них наиболее отчетливо фиксируется деформации нескольких тектонических этапов. В роли автохтона выступают отложения чехла микроконтинента - венд-кембрийские карбонатные и терригенно-карбонатные толщи боксонской серии, а также доломиты и известняки предположительно ордовикско-силурийского возраста (Геология и метаморфизм..., 1988).

Окинская структурно-формационная зона на северо-западе граничит с Восточно-Тувинской, а на юге – с Боксон-Сархойской и Гарганской структурно-формационными зонами. Она состоит из двух частей, граница между которыми проходит по Тисса-Шебеликскому надвигу (Геология и рудоносность..., 1989). В северной части данной структурно-формационной зоны распространены венд-кембрийские карбонатные толщи. В южной – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Первоначально карбонатные толщи северной части рассматривались в качестве монгошинской свиты верхнего протерозоя. После установления их венд-кембрийского возраста (Рощектаев и др., 1983) часть исследователей стала ограничивать Окинскую структуру областью к югу от Тисса-Шебеликского надвига (Геология и рудоносность..., 1989).

Боксон-Сархойская структурно-формационная зона, расположенная южнее Окинской зоны и западнее Гарганской, вычленена верхнерифейскими вулканогенными и осадочными толщами сархойской серии и венд-кембрийскими карбонатными толщами боксонской серии, а также красноцветными терригенно-карбонатными отложениями, предположительно ордовикского возраста (Федотова, Хаин, 2002).

2.2.2 Общие черты геологического строения Ильчирского офиолитового пояса

Ильчирский офиолитовый пояс входит (по Кузьмичеву, 2004) в состав офиолитового комплекса Дунжугурской островной дуги. Он включает в себя следующие породы офиолитовой ассоциации: ультрабазиты, ультраосновные породы переходного кумулятивного комплекса, габброиды, диабазы дайкового комплекса, базальтоиды, турбидиты с силами и олистостромовые (черносланцевые) толщи. По сути, офиолитовый покров сложен несколькими чешуями, разделенными зонами серпентинитового меланжа. В данной работе объектами исследований выбраны два ультрабазитовых массива: Оспино-Китойский и Харанурский. Породы офиолитовой ассоциации, а также стратифицированные толщи входят в состав аллохтонов, представленных в виде тектонических пластин (Геология и метаморфизм..., 1988; Федотова, Хаин, 2002).

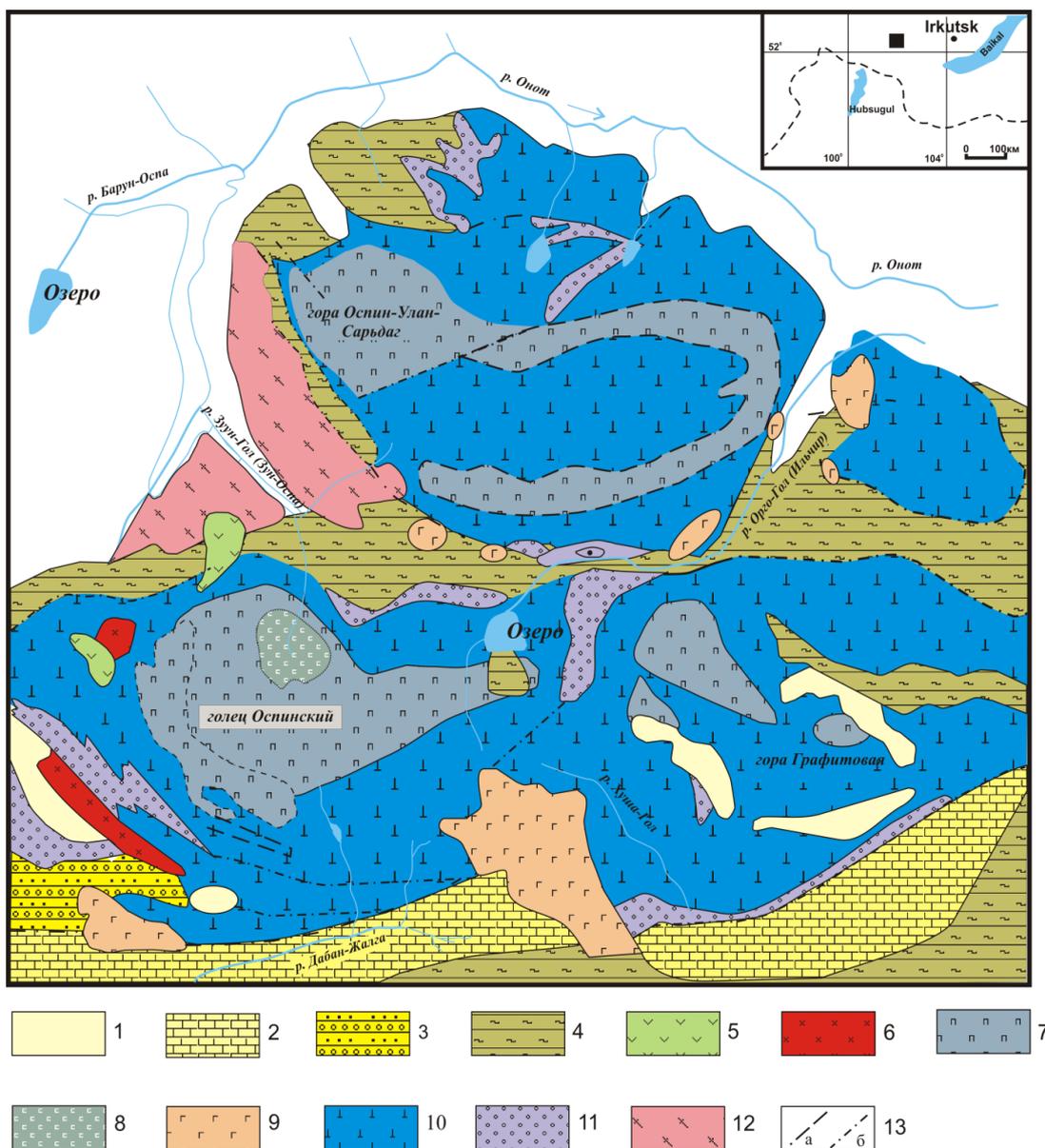
Ильчирский офиолитовый пояс образует две ветви (северную и южную), обрамляющие образования Гарганской «глыбы» (см. рис. 2.1.). Северная и Южная офиолитовые ветви прослеживаются практически на 200 км и сочленяются в районе Оспино-Китойского массива, образуя северную и южную пластины с вулканогенно-черносланцевой «перемычкой», представленной породами оспинской свиты. Офиолиты тектонически перекрывают метаморфические и осадочные толщи Гарганской «глыбы». Геологическое и тектоническое строение этого района подробно рассмотрено в ряде работ (Шестопапов, 1938; Добрецов и др., 1985; Геология и метаморфизм., 1988; Федотова, Хаин, 2002 и др.).

2.2.3 Геологическое строение Оспино-Китойского и Харанурского массивов

Оспино-Китойский и Харанурский ультраосновные массивы расположены в юго-восточном (Оспино-Китойский) и северном (Харанурский) обрамлении Гарганской «глыбы».

Оспино-Китойский массив общей площадью 200 км² расположен на водоразделе рек Онота (Оспы) и Китоя (рис. 2.2). В плане он имеет форму крупного пластообразного тела, ориентирован субконформно субширотному простиранию Главного Саянского разлома. Начинается в верховьях р. Ара-Хушан-Жалга (лев приток ГорлыкГол) и протягивается на запад до долины р. Улзеты. Массив состоит из двух сопряженных линзовидных тел, вытянутых в субширотном направлении. Длина его составляет около 30 км, ширина 10-13 км. Гипербазитовые тела разъединяет вулканогенно-сланцевая толща с олистостромами ильчирской свиты. Массив сложен в основном дунитами, гарцбургитами, часто серпентинизированными и углеродизированными. Серпентиниты слагают внешнюю зону массива. Дуниты слагают центральные и более эродированные участки массива, постепенно сменяясь гарцбургитами (Сутурин, 1978). Гарцбургиты в основном развиты в кровле массива (голец Оспинский и г.Графитовая), хотя среди них отдельными пятнами встречаются дуниты. Преобладающее развитие дунитов отмечается в подошвенной части массива в районе г. Оспин-Улан-Сарьдаг (г.Хайрхан-Сардык). Гарцбургиты окаймляют дуниты и связаны с ними постепенными переходами. Среди неизмененных перидотитов наблюдаются трещиноватые зоны серпентинитов, ориентированные в широтном направлении, часто обуглероженные. Ширина серпентинитовых зон совпадает с шириной рассланцевания и дробленностью перидотитов. В гарцбургитах и дунитах широко распространены мелкие жилки пироксенитов (энстатититов) с четкими контактами между ними. Мощность жилок 2÷20 см, в ряде случаев среднезернистые жилки достигают 30÷50 см мощностью, приурочены к трещинам отдельности в гипербазитах. Такие жилки слагаются очень крупными зернами ромбического пироксена. Пироксенитовые тела имеют широтное простирание с углами падения 50÷70° на северо-запад. Лерцолиты, верлиты, жильные пироксениты, чередующиеся с существенно оливиновой породой, развиты ограниченно. Пространственно, породы с моноклинным пироксеном приурочены к ослабленным тектоническим

зонам внутри массива, ориентированным параллельно удлинению массива, с этими зонами также связаны дайки и штоки габброидов.



Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – горлыкская свита, известняки, доломиты, песчаники; 3 – боксонская свита, конгломераты, песчаники; 4 – иркутская свита, мраморы, углеродистые сланцы, эффузивы; 5 – неоген-четвертичные базальты; 6 – гранитоиды нерасчлененные; 7 – перидотиты; 8 – дуниты; 9 – габброиды; 10 – серпентиниты; 11 – листовениты; 12 – гранито-гнейсы; 13 – тектонические нарушения (а – установленные, б – предполагаемые)

Рис. 2.2 Геологическое строение Осино-Китойского массива. Карта составлена по материалам Глазунова О.М. (Глазунов, 1981) с дополнениями А. А. Цыганкова.

На левом берегу р.Ильчир в тесной ассоциации с габброидами были отмечены крупнозернистые темно-зеленые диопсидиты, образующие зону субширотнорентированных жил. Мощность отдельных зон 10÷12 см. С удалением от тела габброидов суммарная мощность

жил уменьшается. Участки между двумя жилками диопсидита нередко представляют собой лерцолит вследствие рассеивания диопсида среди минералов первичных пород (Сутурин, 1978). Жильную фацию гипербазитов по кл. Змеевиковому и р.Ильчир отмечали и другие исследователи (Шестопапов, 1938; Богодаева, 1961). Г.В. Пинус (Пинус, Колесник, 1966) также указывал на пространственную связь их с габброидами. В большинстве случаев диопсидиты и вебстериты располагаются среди серпентинитов. М.Ф. Шестопаповым и А.С. Ивановым установлены жильные оливиниты (г. Оспин-Улан-Сарьдаг).

Южная линза массива представляет собой неправильное пластообразное тело, с юга она имеет тектонический контакт с известняками горлыкской свиты и падает под $< 65\div 70^\circ$ на северо-северо-запад. Северный контакт южной линзы массива с вулканогенно-сланцевой толщей ильчирской свиты более крутой ($70\div 80^\circ$) с падением, аналогично южному контакту. Южная часть массива опущена по отношению к северной части. Это подтверждается широким развитием в ней процессов серпентинизации и наличием многочисленных ксенолитов вмещающих пород. То есть массив представляет собой две крутопадающие пластообразные линзы, разобценные тонкой сланцевой перемычкой. Некоторую информацию о внутренней структуре массива дают элементы протополосчатости, выражающиеся в цепочечном расположении зерен хромшпинелидов в дунитах. Цепочки хромшпинелидов имеют субширотное простирание и падение на юг под углом $70\div 78^\circ$. (Сутурин, 1978). Среди пород массива наблюдаются ксенолиты и целые пачки вмещающих его осадочных пород: углистых филлитов, сланцев, метадиабазов, известняков и др. Ксенолиты вмещающих пород не несут следов воздействия ультраосновной интрузии. В южной части гипербазитового массива установлены все элементы офиолитовой ассоциации.

Широкое развитие в районе Оспино-Китойского массива имеют необычные для гипербазитов углеродсодержащие породы (Шестопапов, 1938; Богодаева, 1961; Пинус, Колесник, 1966; Коржинский, 1967; Савельева и др, 1998; Данилова, Данилов, 2001; Жмодик и др 2004, 2008). Эти породы встречаются в виде жил различной мощности (от 1 мм до 15-20 м), и в виде обуглероженных зон, в особенности эти образования распространены в районе г.Графитовой. Эти образования чаще приурочены к трещиноватым, раздробленным, нередко брекчированным малоизмененным гипербазитам, реже встречаются в серпентинитах. В большинстве случаев тела углеродистых пород образуют резкие контакты со вмещающими их гипербазитами. Кроме того обнаружены крупные глыбы брекчий ультрабазитов ($1,5\div 2$ м) с большим количеством флогопита и флогопитсодержащих гарцбургитов в приконтактных зонах с жилами хромититов (Шестопапов, 1938).

Метасоматические образования представлены: амфиболитами, нефритами, родингитами. Значительным распространением пользуются тальк-карбонатные породы и листвениты. Тальк-карбонатные породы, находящиеся внутри массива гипербазитов приурочены к зонам

рассланцевания и трещиноватости и развиваются на контакте ультраосновных пород с кристаллическими сланцами, известняками, гранодиоритами, гранитами, гранито-гнейсами (Богидаева, 1961, Давыдов, 1990). Переход тальк-карбонатных пород к серпентинитам постепенный через карбонатизированные и отталкованные серпентиниты. Листвениты приурочены к тальк-карбонатным породам, рассеченных кварцевыми жилами. Они представляют собой околожильные ореолы в тальк-карбонатных породах. Кроме того, листвениты отмечаются на контакте гипербазитов с вмещающими породами и вдоль тектонических зон.

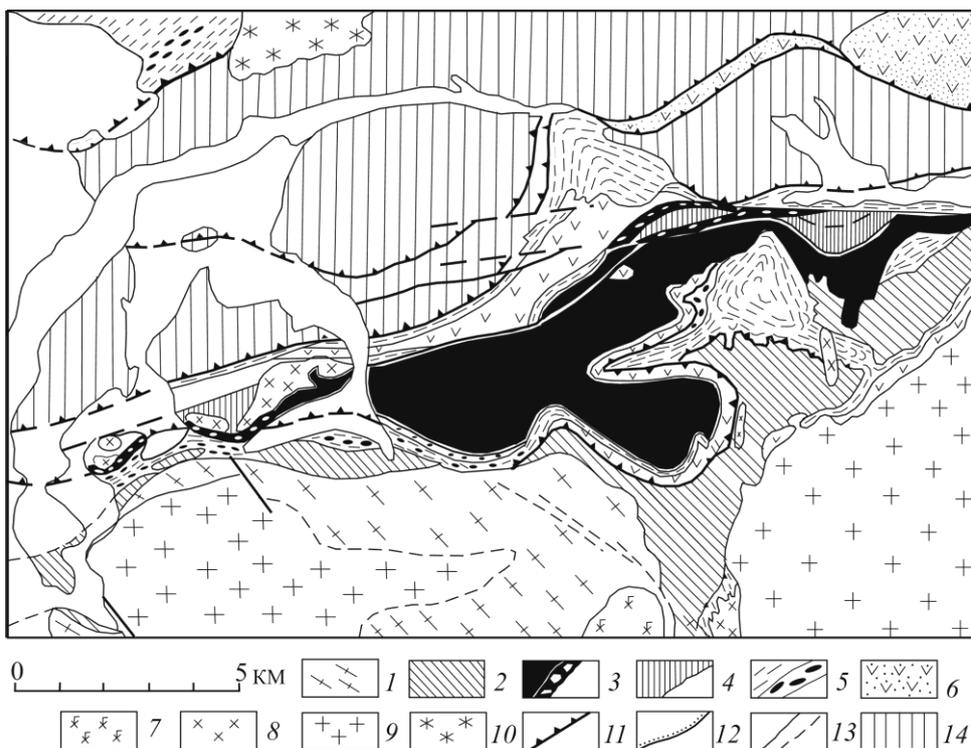
В некоторых серпентинитах (голец Оспинский, г.Графитовая) встречаются гранат-содержащие, пироксен-везувианые, хлоритовые, пироксен-гранатовые-клиноцоизитовые метасоматические породы. Они образуют жилообразные и линзообразные тела, а также слагают эндоконтактные оторочки в жилах гранитоидов.

Харанурский массив расположен в северо-западном обрамлении Гарганской глыбы, в бассейне верхнего течения р. Урик от оз. Хара-Нур до устья р. Холбо (правый приток р. Урик). Ширина массива 5,5 км, длина 12,5 км, общая площадь 33 км². В плане массив образует вытянутое в субширотном направлении тело. Массив имеет форму «неправильно плоско-выпуклой линзы», резко расширяющейся к югу. Морфологию и пространственную ориентировку Харанурского массива определяют Холбын-Хайрханский и Улан-Сарьдагский разломы. Расположение в зоне сочленения обусловило неправильную форму массива с ответвлениями в направлении разломов (рис. 2.3). Северный Холбын-Хайрханский разлом отделяет гипербазиты от известняков и сланцев иркутской (монгошинской свиты). Он располагается согласно с простираем вмещающих пород и прослеживается в виде узкой полосы дробленных серпентинитов и кварц-карбонатных пород, а также зон катаклаза в известняках. Южная Улан-Сарьдагская ветвь разлома состоит из двух разрывных нарушений. Северная наиболее мощная и выдержанная тектоническая зона отделяет породы иркутской (монгошинской) свиты от серпентинизированных перидотитов и сечет массив. Представлено это нарушение мощной (до 150 м) зоной дробления серпентинизированных перидотитов. Зона падает на юго-запад под углом 40÷45°. Южное ответвление Улан-Сарьдагского разлома в русле р. Баруун-Холба разделяется на ряд мелких нарушений, которые рассекают или окаймляют массив с южной стороны. Падение зоны на юго-западном склоне г. Холбын-Хайрхан северо-восточное под углом 60°, а на юго-восточном склоне г. Улан-Хода – северо-западное (65÷70°) (Сутурин, 1978).

Массив сложен породами офиолитовой ассоциации, которые представлены дунитами, гарцбургитами. Темно-зеленые серпентинизированные гарцбургиты с пятнистыми выделениями магнетита слагают почти целиком вершины г.Улан-Хода, Холбын-Хайрхан. Серпентинизированные дуниты, гарцбургиты занимают северный, северо-восточный и восточный склоны г.Холбын-Хайрхан и левый борт рек Баруун-Холбо, Холбо. В центральной части массива

распространены пятнистые желтовато-зеленые серпентиниты с округлыми реликтовыми зернами оливина. Серпентиниты без реликтовых минералов располагаются в западной части массива, его южном и северном контактах. Небольшие линзы дунитов встречены на северном склоне г.Улан-Хода. Отличительная черта этих дунитов – крупнозернистость и высокая насыщенность рудной вкрапленностью (вторичного происхождения). Переходная от ультрабазитов к габбро зона представлена кумулятами – в основном вебстеритами вплоть до мономинеральных ортопироксенитов и клинопироксенитов. Отличительной особенностью кумулятивных пород является крупно- и грубозернистые структуры пород вплоть до пегматоидных. Переходная зона имеет ритмически-полосчатое строение, брекчевидный облик, обусловленный прорыванием кумулятивной серии многочисленными ветвистыми, разнообразной формы и мощности жилами габбро и габбро-пироксенитов (Геология и метаморфизм..., 1988).

Контакты массива в основном тектонические, только на восточном и южном склонах г.Холбын-Хайрхан отмечаются следы эндоконтактового метаморфизма. На расстоянии 50 м от контакта с вмещающими сланцами отмечается интенсивное преобразование сланцев, увеличивается зернистость пород, исчезает сланцеватость. Ультраосновные породы в зоне контакта представлены мелкозернистыми серпентинитами мощностью 1÷1,5 м (Пинус, Колесник, 1966). Зону контакта от слабо серпентинизированных гарцбургитов отделяет 20÷30 м. полоса серпентинитов с редкими зернами сульфидов. Вдоль западного эндоконтакта массива прослеживается мощная зона тальк-карбонатных и кварц-карбонатных пород, небольшое месторождение нефрита. Карбонатизированные серпентиниты, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы особенно широко распространены в северо-западном эндоконтакте массива, полоса мощностью 300 м, и небольшое апогипербазитовое линзовидное тело на водоразделе р. Хара-Жалга – оз. Хара-Нур, залегающих среди зеленых актинолит-хлорит-кварцевых сланцах (Пинус, Колесник, 1966). Метаморфические и гидротермальные породы представлены лиственитами. Карбонатизированные серпентиниты приурочены к оперяющим главные тектонические нарушения трещинам. Они пространственно связаны с лиственитами. Листвениты развиваются по гипербазитам, сланцам, известнякам. Иногда среди тальк-карбонатных пород (лиственитов) встречаются линзы незамещенных сланцев и известняков.



Условные обозначения: 1 – гнейсы и диафториты Гарганской глыбы; 2 – карбонатные толщи монгошинской свиты (NP₂); 3 – ультрабазиты с меланжем; 4 – габбро и пироксениты офиолитов нерасчлененные; 5 – ильчирская свита с олистостромовыми горизонтами; 6 – островодужная вулканогенно-осадочная толща (оспинская свита); 7 – 9 – интрузивные образования субсунурского комплекса: 7 – габбро, диориты ранней фазы, 8 – диориты фазы II; 9 – тоналиты, плагиограниты; 10 – щелочные гранитоиды (PZ₂₋₃); 11 – надвиги; 12 – стратиграфические контакты; 13 – прочие геологические контакты; 14 – фосфатонесные карбонатные толщи боксонской серии.

Рис. 2.3 Геологическая схема Харанурского массива. Составили Р.С. Замалетдинов, И.С. Якшин, Н.Ф. Певченко, А.Н. Сутурин (Сутурин, 1978).

2.2.4 Геологическая характеристика хромитовых рудопроявлений

В пределах рассматриваемых гипербазитовых массивов установлено большое количество разномасштабных рудопроявлений хромититов: Харанурское, Зун-Оспинское, Ильчирское, Хуша-Гольское, Горлык-Гол-Дабанжалгинское, Зун-Холбинское (г.Улан-Сарьдак) (**рис. 2.1**). Оспинокитойский массив условно разделен на две части: северную (г. Оспин-Улан-Сарьдаг) и южную (голец Оспинский, г.Графитовая, г.Улан-Сарьдак). Хромитовое оруденение чаще приурочено к участкам серпентинизированных дунитов, реже гарцбургитов. Хромититы формируют как небольшие вытянутые тела, в пределах зон размером до 400x20м. (шлиры, гнездовые обособления), так и разрозненные участки, обогащенные вкрапленной хромшпинелевой

минерализацией. Мощность хромитовых жилок варьирует от 1 до 25 см. Для шлировых разновидностей характерна постепенная смена хромитовой минерализации обычными породами. Переходы от жил хромитов к вмещающим породам резкие, контрастные. Большая часть хромитового оруденения зафиксирована на Ильчирском и Зун-Оспинском участках, на остальных же рассматриваемых участках хромитовые руды занимают незначительный объем и обнаружены в незначительных количествах в аллювиально-деллювиальных свалах и отдельных глыбах. Краткое описание геологического строения нескольких рудных участков приводится по неопубликованным данным О.М. Глазунова.

В Северной ветви офиолитового пояса хромитовые рудопроявления установлены на Харанурском участке, г. Оспин-Улан-Сарьдак, верховья р. Зун-Оспа, водораздел Зун-Оспа-Ильчир и на Ильчирском участке (долина р.Ильчир, оз. Верхнее).

Пробоотбор **хромититов Северной ветви** проводился на Харанурском участке, в делювиальных свалах г. Хайрхан-Сардык (г.Харьх), в каре левого верхнего притока р. Зун-Оспа, в районе г. Оспин-Улан-Сарьдак (вершина в северной части Оспино-Китойского массива), на водоразделе Зун-Оспа – Ильчир и в долине р.Ильчир. Хромититы отобраны из свалов курумника. Они представлены глыбами сплошного хромитита размером (25x15x10) см, жилами и шлирами в дунитах размером ширина 5÷15 см, длина варьирует от 20 см до 1 м.

Харанурский участок расположен в районе оз. Хара-Нур и приурочен к одноименному гипербазитовому массиву. Рудопроявления хромитита на площади массива развиты незначительно, в делювии. В северной части массива хромититы обнаружены в районе оз Хара-Нур в серпентинитах. В канаве «Байкалсамоцветы» вскрыты хромититы с различным содержанием хромита: редкая вкрапленность, тонкие «слои» (0,3÷1,5 см), «рябчиковые», густовкрапленные; небольшие жилы сплошных хромититов мощностью 10÷15 см, деформированные жилы мощностью 1÷2,5 см, шлиры хромититов мощностью до 2 см в обломках офита. Единственная жила хромитита в коренном залегании выявлена в 500 м от оз. Хара-Нур по направлению на г. Холбын-Хайрхан. В южной части массива в делювии 600 м по аз. 320° от вершины г. Холбын-Хайрхан в обломках обнаружены шлировые выделения хромита длиной 4÷5 см, шириной 1÷2 см. В развалах глыб дунита – жила густовкрапленного хромитита протяженностью 2÷3 м, при мощности до 2 см, жила ориентирована в широтном направлении. В свалах обнаружены единичные обломки сплошного хромитита размером 3x5 см.

Зун-Оспинский участок расположен в верховье р. Зун-Оспа (правый приток Онота), г.Оспин-Улан-Сарьдак. Основная площадь участка занята дунитами, меньше развиты перидотиты и серпентиниты (**рис. 2.4**). Встречаются вторичные неизменные дуниты, отличительной их особенностью является почти полное отсутствие серпентинизации, лишь в некоторых случаях отмечаются небольшие прожилки хризотил-асбеста и корочки магнетита. В дунитах и

гарцбургитах наблюдаются элементы протополосчатости в виде цепочной вытянутости зерен хромшпинелидов. Азимут падения полос дифференциации и контактов массива составляет 200° , угол падения $40\div 55^\circ$. С этим направлением совпадает интенсивная расланцованность серпентинитов северной эндоконтактной полосы и сланцев вмещающей рамы. Участок имеет блоковое строение, обусловленное наличием разрывных нарушений различной ориентировки.

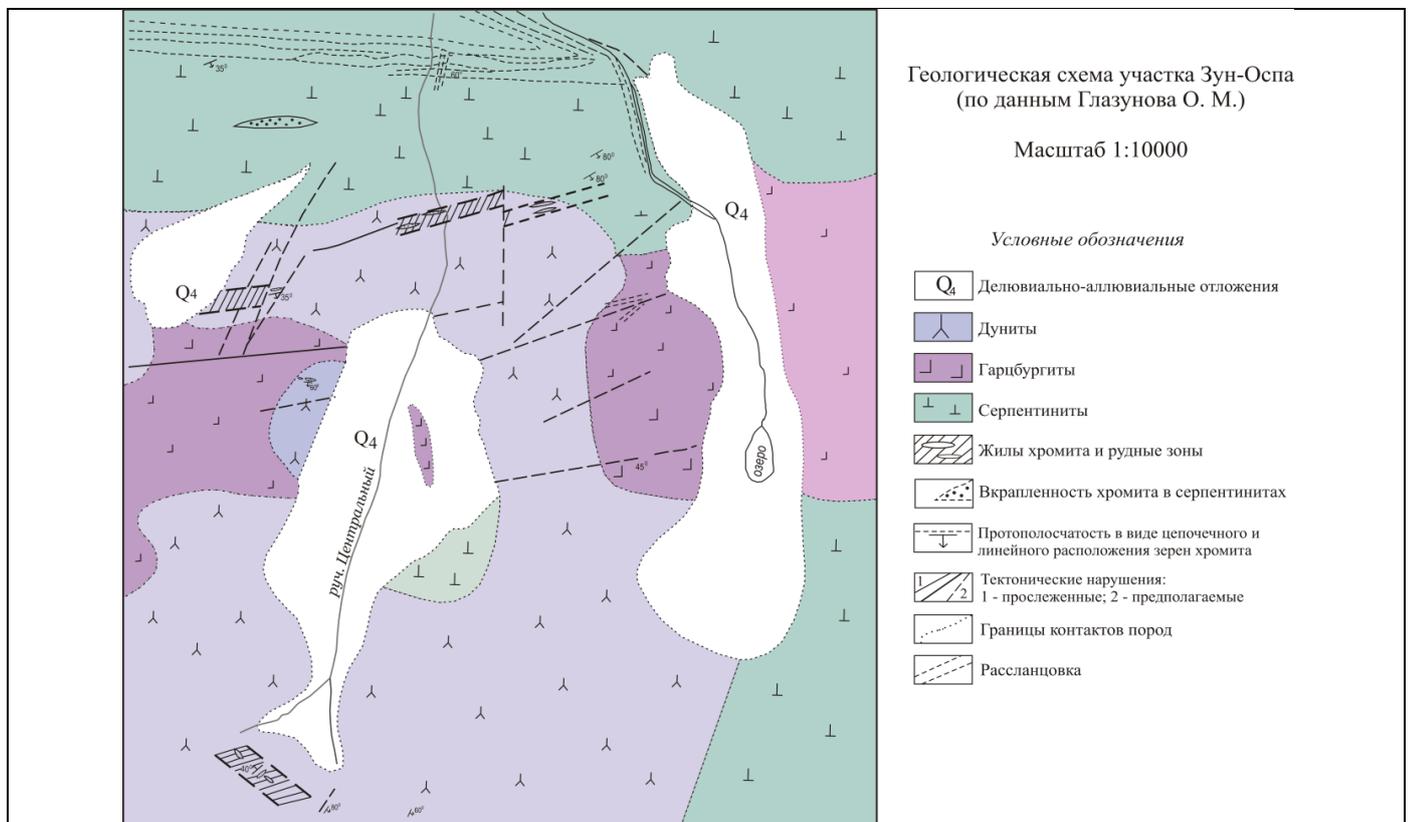


Рис. 2.4. Геологическая схема участка Зун-Оспа.

Серпентиниты слагают краевую часть массива, либо фиксируют зоны повышенной трещиноватости. Наибольшей серпентинизацией характеризуются зоны широтного направления. Наименее развиты зоны серпентинизации по тектоническим трещинам меридианального направления. В самих серпентинитах в свою очередь по трещинам развиваются более поздние жилки серпофита и примазки антигорита. **По форме и текстурным особенностям хромитовых тел можно выделить:**

(1) - Вкрапленные хромититы оконтуриваются в два линзообразных тела в серпентинитах или на границе дунитов и серпентинитов. Первая зона представляет собой линзовидное тело, на севере участка, протяженность его составляет около 300 м, при мощности около 20 м с постепенным выклиниванием. В породе хромшпинелиды рассеяны практически равномерно, часто зерна локализуются в линейные сегрегации с теми же элементами залегания. С возрастанием степени серпентинизации зерна размазываются, теряют свои очертания. Контуры зоны нечеткие, от северо-запада в юго-восточном направлении количество вкрапленников и размер зерен

увеличиваются. Вторая зона представлена вкрапленной минерализацией. Она расположена в 70 м к юго-востоку от первой зоны. Простирается на 100 м, при мощности 5-10 м, затем вкрапленность хромита исчезает.

(2) - Жильные хромититы (**рис. 2.5**) развиты более широко, чем вкрапленные и залегают среди дунитов, реже перидотитов. Они приурочены к тектоническим трещинам широтного простирания. Северная рудная зона прослежена по отдельным обнажениям на 500 м, имеет мощность 5 м, с падением на юг под $< 50\div 60^\circ$. Зона состоит из серии параллельных разобщенных по простиранию кулисообразно расположенных и смещенных поперечными разрывами жил, и сопровождается многочисленными мелкими жилками. Она прослеживается на $15\div 20$ м, затем выклинивается, либо, сменяясь углистыми породами, либо срезаясь поперечными нарушениями. Мощность жил в пределах зоны не больше 80 см, средняя мощность 20 см, расстояние между параллельными жилками и прожилками $1\div 2$ м. Южная зона состоит из цепочек линз длиной от 3 до 25 м и мощностью от $0,3\div 1$ м. Элементы залегания жил: азимут падения $200\text{--}220^\circ$, $<$ падения $50\div 60^\circ$.

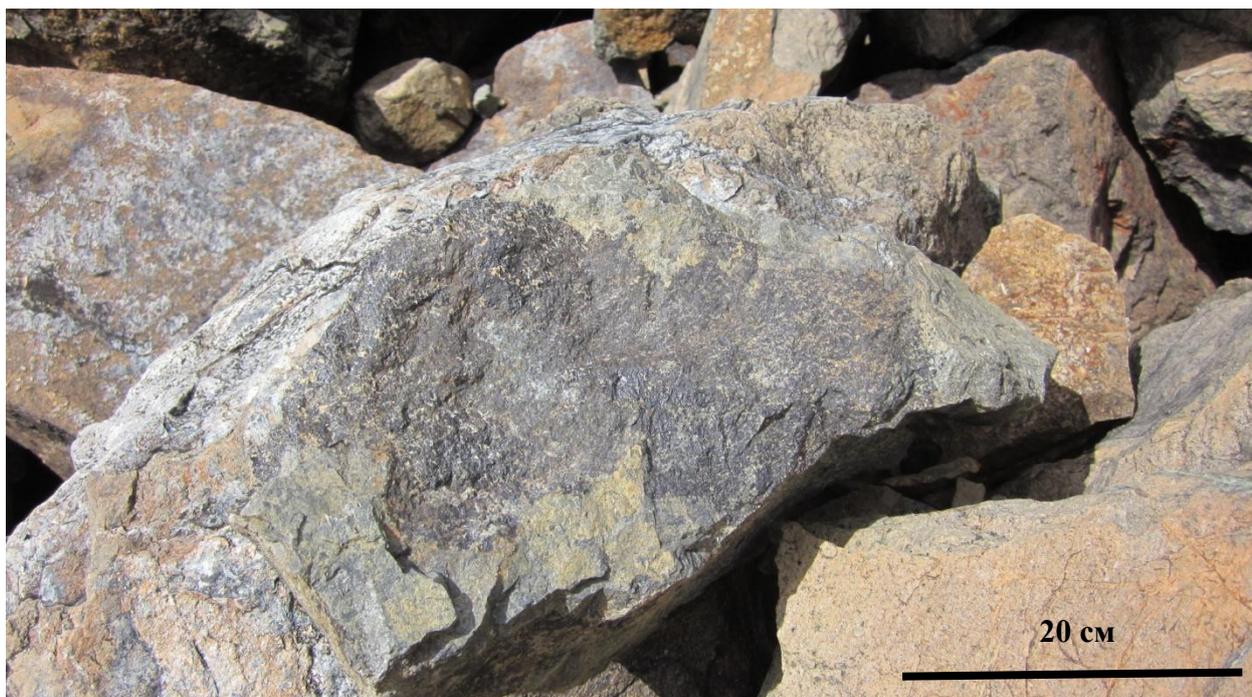


Рис. 2.5 Жила сплошного хромитита в дуните (г.Хайрхан-Сардык)

Несмотря на приуроченность тел хромититов к нарушениям различного направления, все тела имеют общие признаки:

а) контакты жил с дунитами четкие, но извилистые, с резкими изгибами жил; наблюдаются ответвления хромититов от основного тела в поперечном направлении и почти остроугольные ксенолиты;

б) в крупных жилах руды обычно сплошные с переходом к структурам «рябчикового» типа; в тонких прожилках сплошные, на флангах заканчивающиеся бедной цепочеченой вкрапленностью;

в) насыщенность хромшпинелидов в жильном теле равномерная, без видимых следов дифференциации вещества и следов ориентированности зерен.

Ильчирский участок расположен в верхнем течении р.Ильчир. Южная часть сложена серпентинитами. В северном направлении серпентиниты постепенно сменяются гарцбургитами, затем дунитами. Границы между породами извилистые (**рис. 2.6**). Переход от дунитов к гарцбургитам плавный и фиксируется постепенным появлением ортопироксена. В дунитах, по цепочечному расположению хромшпинелидов, фиксируются следы протополосчатости, падающей на юг под $< 30^\circ$. Кроме ультрабазитов и серпентинитов, в этом районе широко развиты метасоматизированные породы. В левом борту р. Ильчир (устье 1-го притока) наблюдаются коренные выходы следующих пород: метапесчаники с кварцевыми жилами и прожилками рудного магнетита, обохренные метасоматиты с прожилками сульфидов, тальк-карбонатные породы с содержанием фуксита $40\div 50\%$, нефриты, родингиты, углеродизированные альбититы, диопсидиты. В районе оз. Верхнего, по левому борту р. Ильчир: встречаются темно-зеленые амфиболиты, тремолитизированные, слабо углеродизированные серпентиниты, известняки.

Хромитовые тела локализуются преимущественно в коренных выходах дунитов реже в гарцбургитах, а также их свалов. Выделяется несколько зон и ряд отдельных точек хромитовой минерализации. **По форме залегания можно выделить три типа хромитовых тел:**

Шлировый тип - линзы, шлиры хромита в серпентинитах на границе с гарцбургитами, приуроченные к тектоническим трещинам субширотного простирания. Основная концентрация рудных тел сосредоточена в Главной зоне (зона 1). Зона протягивается с запада на восток, затем прерывается на 700м, и далее постепенно выклинивается или сменяется тонкими прожилками магнетита. Три хромитовых линзы, приуроченные к тектонической трещине, располагаются цепочкой в центральной осевой части зоны. Эти линзы сопровождаются тонкими проводниками и шлирами. Вследствии блокового строения Главной зоны азимут падения жил изменяется в диапазоне $130\div 190^\circ$, $<$ падения $60\div 70^\circ$. Хромитовые тела в пределах зоны прослеживаются в непрерывных обнажениях и по свалам на $100\div 120$ м, при мощности $0,1\div 0,5$ м. Расстояние между соседними жилами по простиранию достигает $70\div 120$ м и сложено серпентинитами с отдельными шлирами и редкой вкрапленностью хромита. Структура руд «рябчиковая», переходящая в сплошную. Вмещающая порода почти свободна от вкрапленников. К югу от главной зоны выделяется Южная зона (зона 2), общая протяженность которой составляет $250\div 300$ м. Внутри зоны отдельные жилы прослежены на $4\div 5$ м, при мощности не более 10 м каждая. Далее одни из них выклиниваются по азимуту 340° , $<$ падения 80° , другие по азимуту 180° , $<$ падения 60° . В

промежутке между жилами пустые породы, без признаков рудной минерализации. По внешнему облику хромиты Главной и Южной зон не различаются между собой.

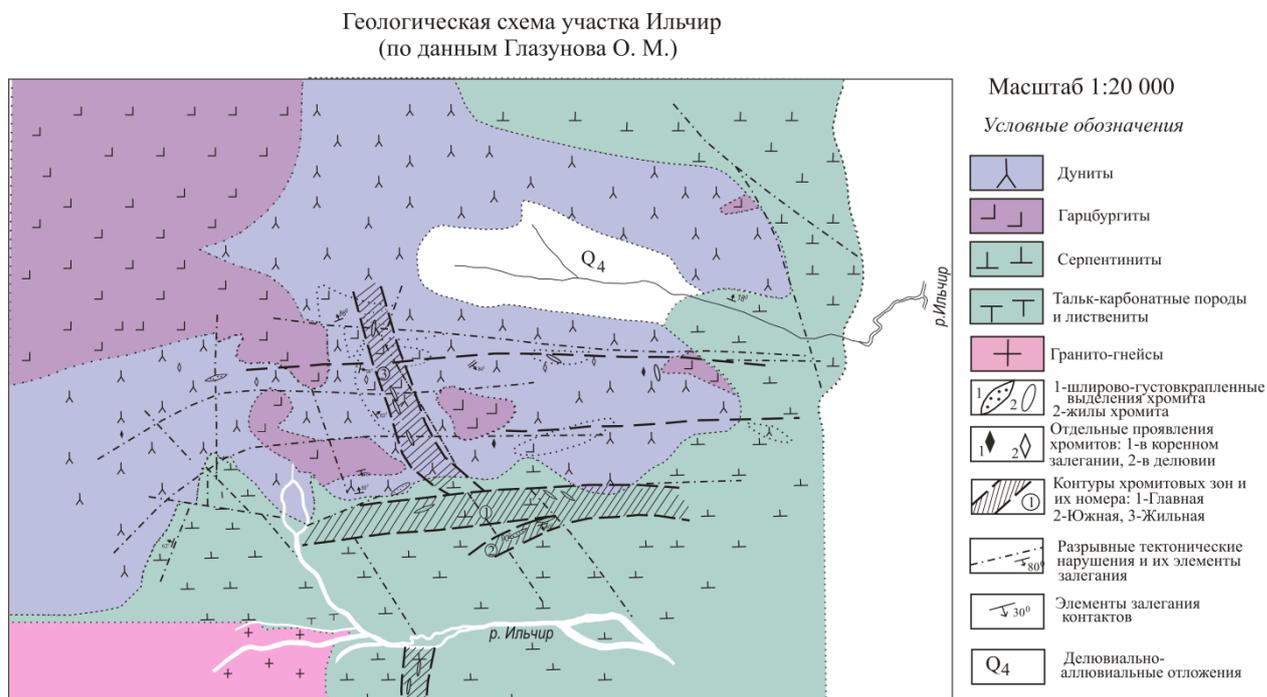


Рис. 2.6 Геологическая схема участка Ильчир

Шлировидно-полосчатый тип. К северу от Карового (Верхнего) озера выделено 2 полосы хромитовой минерализации. Первая из них находится в 600 м к северу от Карового озера и характеризуется шлирововкрапленным типом. Зерна хромита в виде хорошо образованных октаэдров распределены равномерно и редко проявляют тенденцию к сучиванию. Вторая расположена на 700 м далее и несет преимущественно акцессорную минерализацию. По цепочечному расположению зерен хромшпинелидов обе полосы простираются по азимуту $290\div 310^\circ$, \angle падения $30\div 40^\circ$. Общая ширина шлировых полос по курумнику оценивается приблизительно на 50 м, длина не менее 300 м. По сравнению с вкрапленниками других участков, размер акцессорного хромита превосходит 0,5 см. Он имеет форму хорошо образованных октаэдров, распределенных равномерно. Лишь в восточной части этой зоны обнаруживаются сливные хромитовые руды, сопровождаемые богатыми шлировидно-вкрапленными обособлениями мощностью до 20 см и непрерывной протяженностью до 1 м. Для обеих полос характерна пространственная ассоциация с энстатититами и вторичными оливинитами, но в то же время наблюдается совпадение рудной полосчатости с полосчатостью дунита, обусловленной линейно-плоскостным расположением кристаллов пироксена.

Жильный тип представлен жильными хромитовыми телами. Этот тип выделен в левом борту р. Ильчир (зона 3). Жилы хромита локализуются преимущественно в коренных выходах дунитов,

реже в гарцбургитах, местами серпентиниты имеют вкрапленность и желваки хромита и жилки, мощностью 0,5÷1,5 см. В основном хромитовые руды образуют шлировидно-вкрапленные обособления мощностью до 5÷20 см, протяженностью до 1÷7 м, местами достигают 30 м, и жилы густовкрапленных, сплошных руд. Мощность жил варьирует 0,2÷0,6 м, длина 1÷10 м. Хромит жил обладает сравнительно слабой раскристаллизацией с преобладанием сплошных структур. Азимут простирания жил 285÷290°. В хромитовых жилах местами наблюдаются разрывы со смещениями (правый сдвиг), направление плоскости сместителя 0°, угол падения 65÷70°, амплитуда сдвига 5÷20 см. Жилы приурочены к трещинам меридианального направления, по которым смещаются шлирово-вкрапленные и шлирово-полосчатые хромитовые тела, что свидетельствует об их более позднем образовании. С жильными и шлировыми телами хромититов ассоциируют небольшие тела бронзититов (Сутурин, 1978).

Ильчирский участок опробован в районе оз. Верхнего, вдоль левого и правого бортов р.Ильчир. Отобраны хромититы из: небольших прожилков 0,5÷1,5 см в серпентинитах; жил в дунитах (реже гарцбургитах) мощностью 10÷12 см (в раздувах 30÷40 см); в деллювиальных свалах в виде отдельных глыб (30x20x10) см и более мелких обломков густовкрапленных и сплошных хромититов.

В Южной ветви офиолитового пояса хромитовые рудопроявления установлены и опробованы в долине р.Хуша-Гол, вдоль бортов ее притоков: кл. Рудный (Баный), руч. Зеленый; долине руч. Змеевиковый (приток р. Саган-Сайр); и в долине р.Горлык-Гол-Дабан-Жалга (приток р.Горлык-Гол) и на Зун-Холбинском участке (г.Улан-Сарьдак).

Хуша-Гольский участок (**рис. 2.7**) находится в южной части массива. По левому борту р. Хуша-Гол наблюдаются аллювиально-деллювиальные свалы глыб дунитов, гарцбургитов, встречаются глыбы хромититов размером (25x30x60) см от редковкрапленных до сплошных. На всей площади участка распространены серпентиниты двух типов - массивные зеленые и серовато-черные, местами с порфиоровыми вкрапленниками бронзита. Цепочки бронзита иногда сгущаются и по простиранию переходят в жилы мощностью до 0,3÷0,4 м с четко выраженными контактами. Второй тип серпентинитов занимает обычно наиболее высокие уровни массива. Среди серпентинитов встречаются небольшие по размерам ксенолиты известняков, а также узкие зоны тальк-карбонатных пород, пространственно совпадающие с зонами расланцевания серпентинитов. Наиболее четко выражены трещины расланцевания, составляющие оперение Горлык-Гольского разлома, который имеет субширотное простирание. С нарушением, почти на всем его протяжении совпадает долина кл. Рудного. Дизъюнктив является рудоконтролирующим.

Хромититы встречаются практически на протяжении 300 м. в аллювии кл. Рудного в виде обломков и глыб размером от (4x8x12) до (50x40x40) см, отдельные жилы в длину прослеживаются до 1,5 м (жила № 1, **рис. 2.7**). Хромитовая минерализация локализуется в

серпентинитах, образуют в основном сплошные, реже «рябчиковые» типы руд. Хромит средне-, крупнозернистый, размер зерен до 2 мм. Иногда встречаются глыбы, в которых наблюдается переход от редковкрапленным к густовкрапленным типам руд. Наблюдаются жилки хромита в глыбах, мощностью 5 см. Намечается определенная связь хромитов шпирового типа с пироксеном – приуроченность хромита к пироксену, изменение состава серпентинитовых жилок при пересечении хромита на пироксеновый. Повсеместно встречаются перемятые сплошные хромититы с зеркалами скольжения и примазками светло-зеленого офита. В темно-зеленых серпентинитах отмечаются жилы ярко-зеленого серпентинита (длиной 10÷12 см), в котором присутствуют обильные включения магнетита.

Контакты руд с вмещающими породами не установлены, вследствие большой мощности деллювиальных отложений. Тем не менее, полная неокатанность глыб показывает, что их залегание остается почти не нарушенным и рудное тело круто падает на север. Его мощность, судя по размерам глыб около 1 м и протяженность около 300 м. К востоку руды не распространяются, а к западу на продолжении жилы находятся мелкие, но частые свалы хромита. К северу от условно выделенной жилы № 1, параллельно ей намечается вторая менее мощная жила протяженностью около 200 м и мощностью не более 10 см.

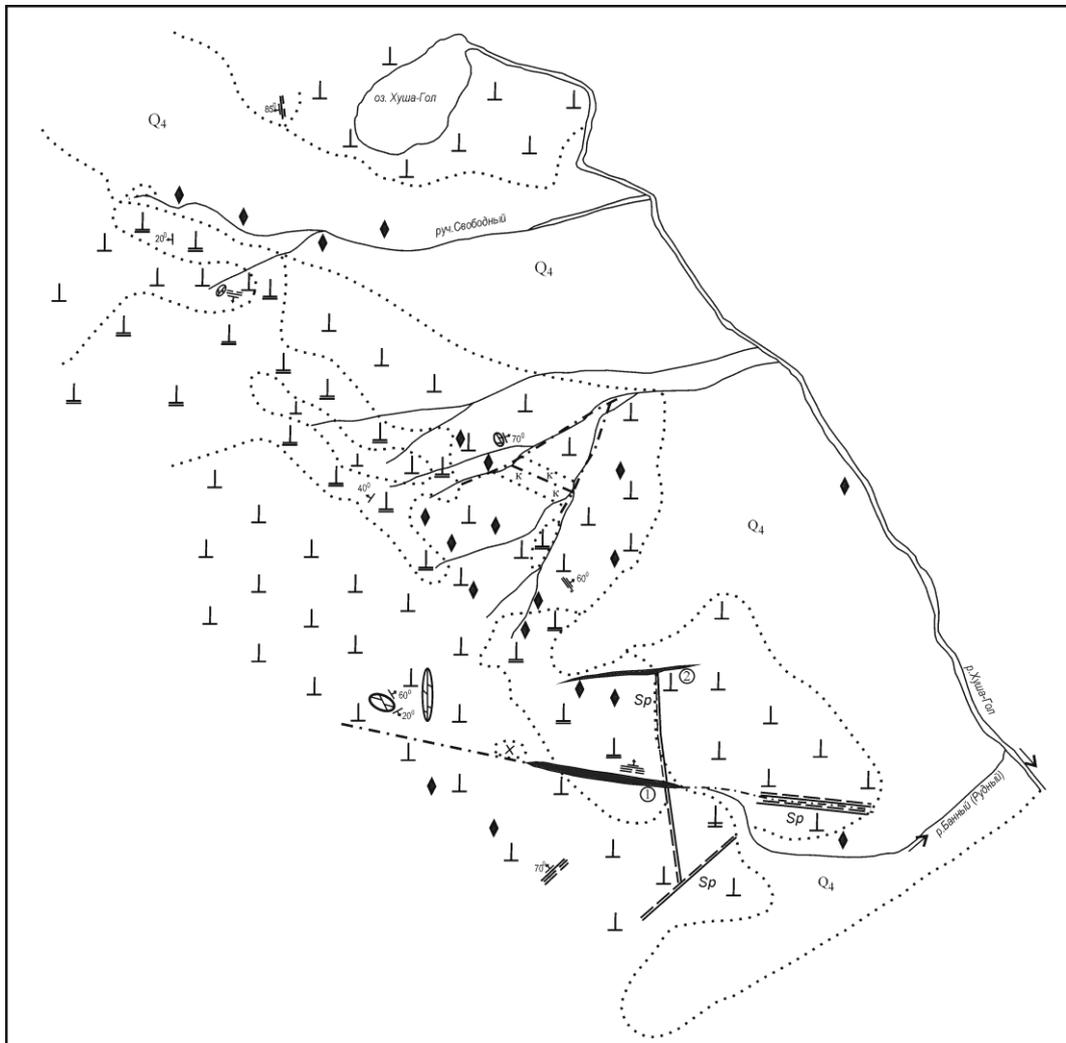
В долине р. Горлык-Гол-Дабан-Жалга густовкрапленные и сплошные хромититы встречаются в серпентинитах, деформированных серпентинитах. Хромититы отобраны в деллювиальных сносах, в непосредственной близости от скальных выходов. Кроме серпентинитов на данном участке встречаются углеродизированные серпентиниты с жилками сульфидов, сагансайрские конгломераты, карбонатно-кварцевые листвениты, габбро с линзами, полосами, будинами сульфидизированных габбро, флогопитсодержащие ультраосновные породы.

На водоразделе руч. Зеленый – Озерный (притоки р. Горлык-Гол) в углеродизированных ультрабазитах Б.Б. Дамдиновым обнаружена хромитовая жила длиной 60 см и шириной 15 см, из которой была отобрана проба (ОК-162).

Из метасоматитов на данном участке установлены: альбит-калишпатовые мелкозернистые метасоматиты с сульфидами, деформированные тремолитизированные серпентиниты с сульфидами, листвениты, жилы нефрита, родингиты, диопсидиты. В районе Графитовой горки широко развиты углеродизированные серпентиниты, углеродизированные альбититы.

В долине руч. Змеевикового в ходе полевых работ 2012 г. хромититы установлены в глыбах курумных и деллювиальных свалов дунитов, гарцбургитов. В некоторых гарцбургитах наблюдаются жилки и прожилки пироксенитов (**рис. 2.8, а**). Жилы и прожилки густовкрапленных и сплошных хромититов в глыбах имеют мощность 5÷15 см, длина 50÷150 см (**рис. 2.8, б, в**). Встречаются отдельные глыбы сплошных хромититов размером (40x30x25) см.

В курумных свалах наряду с ультраосновными породами широким распространением пользуются несколько разновидностей флогопитсодержащих пород в тесной ассоциации с метасоматизированными габброидами и брекчиями – обломки гарцбургитов и дунитов сцементированных биотит-флогопит-хлоритовой массой. Встречаются карбонатные метасоматиты, листвениты, углистые сланцы.



Масштаб 1:10 000

Условные обозначения

Q ₄	Делювиально-аллювиальные отложения	◆	Находки хромитов в делювии
1 2	Сerpентиниты: 1 зеленые массивные; 2 черные с субпорфировыми выделениями энстатита	Sp	Зоны жильной серпентинизации
k	Тальк-карбонатные породы	---	Разрывные тектонические нарушения
	Ксенолиты известняков в серпентинитах	⊥ 70°	Элементы залегания контактов
	Шлировидные тела хромитов		

Рис. 2.7 Геологическая схема участка Хуша-Гол (по данным Глазунова О.М.)

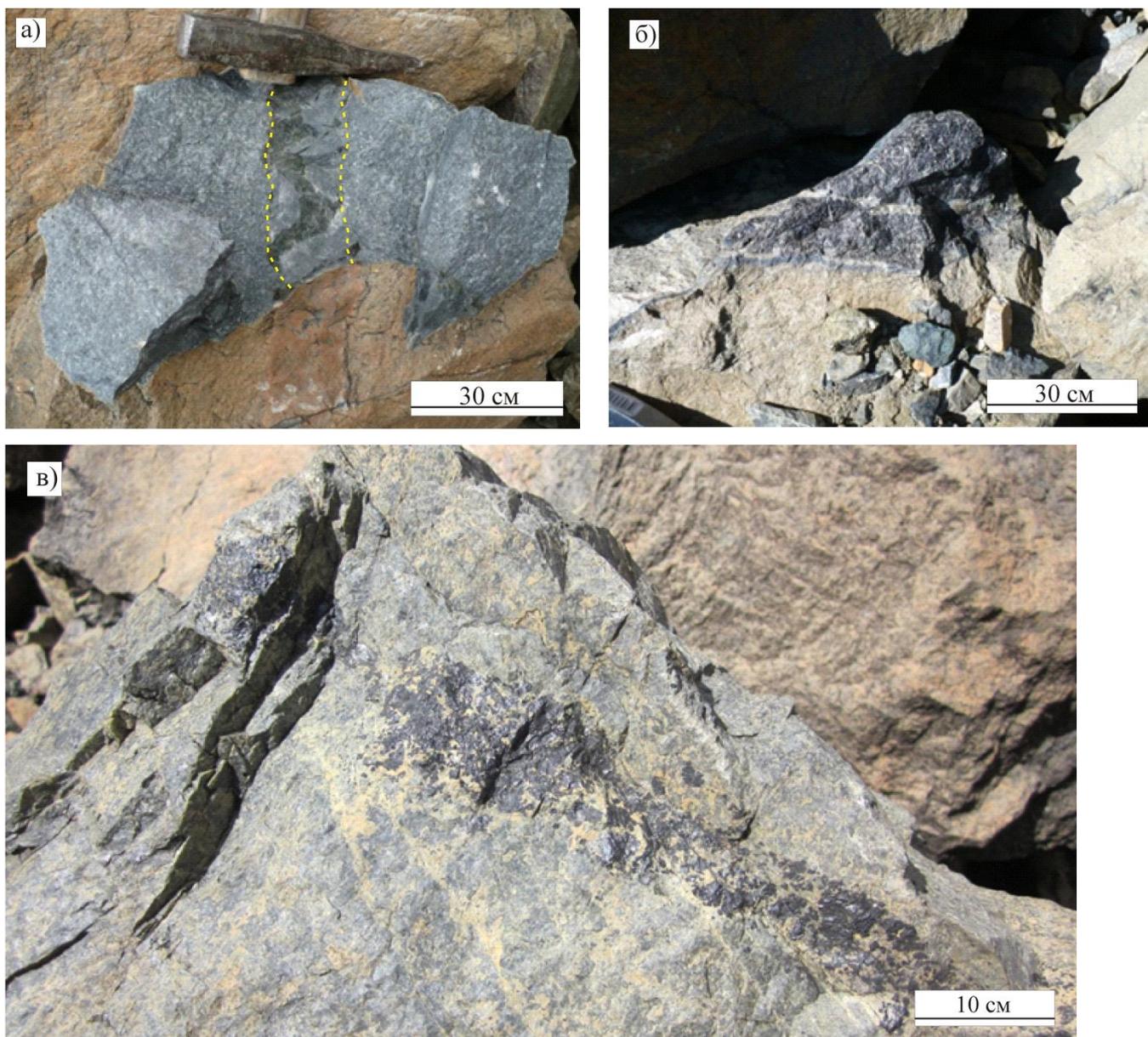


Рис 2. 8 а) жилки и прожилки пироксенита в гарцбургите, **б)** жила хромитита в гарцбургите, **в)** жилки густовкрапленного хромитита в дуните (долина руч. Змеевикового)

2.2.5 Структурно-текстурные разновидности хромитовых руд

Все исследованные хромитовые руды представляют собой биминеральную породу, состоящую из силикатной и рудной части, в различных количественных соотношениях (**табл. 2.1**) (Киселева и др., 2012б):

Редковкрапленные мелкозернистые руды - содержание хромшпинелидов составляет 10 - 30 %, размер зерен $0,2 \div 1$ мм. Хромшпинелиды образуют отдельные субгедральные или эвгедральные зерна.

Среднекрапленные средне- и мелкозернистые - содержание хромшпинелидов составляет 30 - 70 % , размер зерен $0,2 \div 2$ мм, руды имеют полосчатую текстуру;

Густовкрапленные среднезернистые - содержание хромшпинелидов составляет 70 - 85 %, размер зерен 1 ÷ 5 мм, выделяются полосчатые, "рябчиковые", и однородные текстурные типы;

В «рябчиковых» хромититах и густовкрапленных рудах отдельные зерна хромшпинелидов имеют гипидиоморфный облик, в неделимых агрегатах зерна имеют ксеноморфный облик (**прил. II, рис.1а-е**). Для данной разновидности характерна петельчатая микротекстура, обусловленная участками скопления агрегатов хромшпинелида, с каймой из оливиновых зерен. Размер зерен варьирует от 0,5x0,7 до 1,2x1,5 мм. В оливине встречаются включения хромшпинелидов округлой формы, размер таких включений составляет 0,1x0,45 мм (**прил. II, рис. 1г**).

Сплошные среднезернистые - содержание хромшпинелидов 85 - 95 %, размер зерен 1÷5 мм и изредка среди них встречаются крупнозернистые руды, с размером зерен > 5 мм, текстура руд - однородная массивная.

Таблица 2.1.

Содержание хромшпинелидов (хшп) и структурно-текстурные особенности хромитовых руд

Типы руд	Содержание хшп (в %)	Содержание силикатов (в %)	Текстурные разновидности	Описание руды
Бедно вкрапленные	10-30	70-90	Прожилковые	Разно-, мелкозернистые – шлиры, прожилки хромититов мощностью 0,5-3 см в серпентинитах, дунитах (рис. 2.9, а)
Средне вкрапленные	30-70	30-70	Полосчатые	Средне-, мелкозернистые - чередование хромитовых и оливиновых полос шириной 1 - 2 см (рис. 2.9, в, г). Образуют шлировидные обособления, прожилки, тонкие слои в протяженных зонах рудной минерализации
Густо вкрапленные	70-85	15-30	Рябчиковые	Среднезернистые – агрегаты зерен хромшпинелидов равномерно распределены и образуют пятнистую «рябчиковую» текстуру породы (переходные от средневкрапленных к густовкрапленным рудам) (рис. 2.9, е). Образуют во вмещающих дунитах и серпентинитах гнездовые обособления, небольшие жилы. "Рябчиковые" разновидности встречаются в шлирах и линзах
			Однородные	Среднезернистые однородные небольшие жилы, гнездовые обособления хромититов в дунитах и серпентинитах
Сплошные	90-95	5-10	Массивные, однородные	Мелко-, среднезернистые небольшие жилы в дунитах и обломки крупных жил в длину достигающих до 50 см и 20÷30 см в поперчнике (рис. 2.9, б, д, ж).

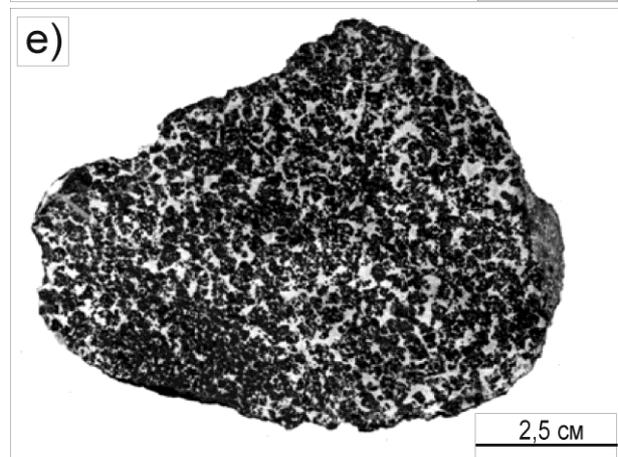
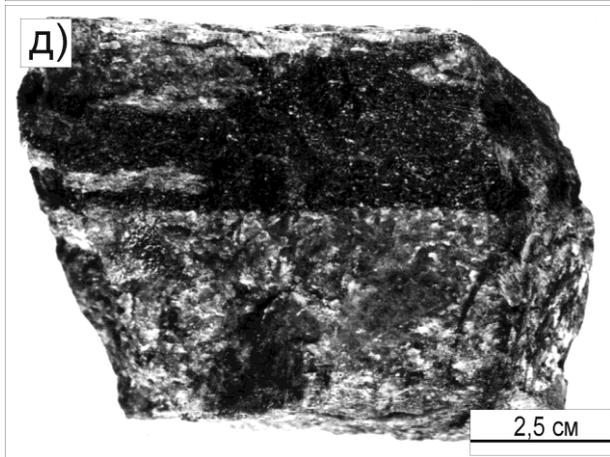
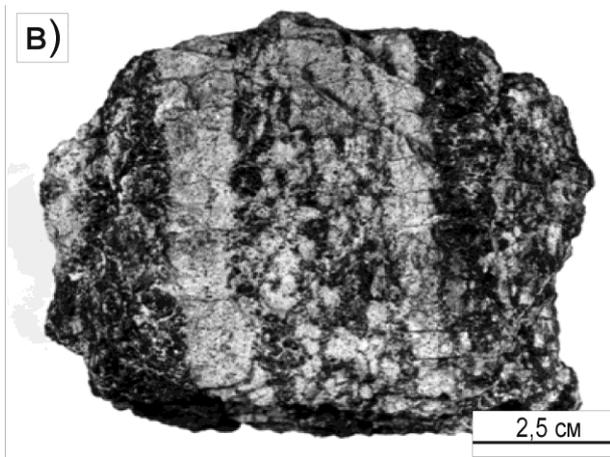
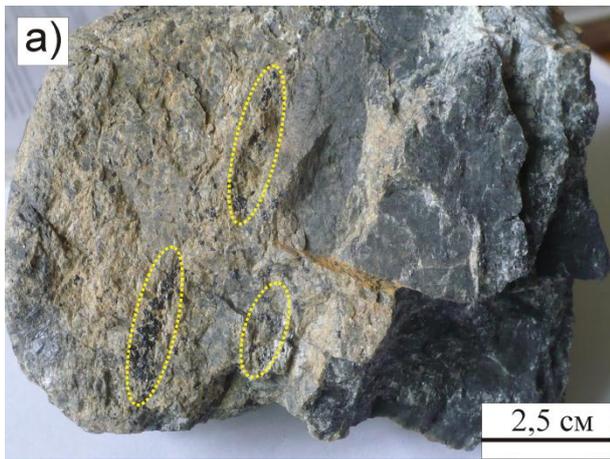


Рис. 2. 9 Фотографии структурно-текстурных разновидностей хромитовых руд: **а)** – шпировидные обособления хромшпинелидов в дуните; **б)** жилка густовкрапленного хромитита в серпентините; **в)** полосчатый средневкрапленный хромитит; **г)** тонкополосчатый средневкрапленный хромитит; **д)** жила сплошного хромитита; **е)** "рябчиковый хромитит"; **ж, з)** сплошной хромитит.

Глава 3. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОВЫХ РУД

3.1 Минералогия хромитовых руд

Минералогические и химические особенности хромитовых руд и слагающих их хромшпинелидов будут охарактеризованы отдельно по каждому участку. Химические составы минералов хромитовых руд приведены в **приложении I (табл. 1÷4)**.

Все исследованные хромитовые руды представляют собой биминеральную породу, состоящую из силикатной и рудной части, в различных количественных соотношениях.

Главный рудный минерал – хромшпинелид. В проходящем свете окраска хромшпинелидов варьирует от насыщенного красно-бурого до коричневого цвета (более светлые хромшпинелиды имеют более глиноземистый состав), изотропен, часто наблюдаются красно-коричневые внутренние рефлексии.

Второстепенные рудные минералы в основном представлены *аваруитом* Ni_3Fe ; *сульфидами, сульфоарсенидами, арсенидами Ni, реже Fe, Pb, Ag*. В большинстве хромитовых проб среди минералов тяжелой фракции установлены разнообразные *минералы платиновой группы (МПГ)*, в ряде проб обнаружено Au° , Ag° . Подробная характеристика минералогического и химического состава второстепенных рудных минералов будет приведена ниже при описании хромититов каждого участка.

Силикаты представлены в основном *оливином* и вторичными продуктами изменения: *серпентин, хлорит, хромсодержащий хлорит (кеммерит), реже ортопироксен, клинопироксен, амфиболы, тальк*. В средневкрапленных, густовкрапленных рудах силикаты в виде неправильных зерен и агрегатов, располагаются в межзерновых пространствах хромшпинелидов и по трещинкам в них.

3.1.1 Хромитовые руды Харанурского участка

Для хромититов Харанурского участка характерно присутствие всех структурно-текстурных разновидностей (**табл. 2.1**). Структура хромитовых руд варьирует от мелкозернистой до среднезернистой, гипидиоморфная. Хромшпинелиды в рудах характеризуются различной степенью изменения. От слаботрещинноватых относительно свежих гипидиоморфных зерен и их агрегатов до интенсивно трещиноватых ксеноморфных зерен, в некоторых агрегатах зерен наблюдается определенная закономерность в ориентировке трещин. Вторичные изменения хромшпинелидов выражены в развитии феррохромита, магнетита и гематита.

Нерудные минералы представлены в основном серпентин-хлоритовым агрегатом и реликтами оливина (**прил. II, рис. 1а-д**), изредка энстатита (**прил. I, табл.1**). В некоторых хромититах, среди вторичных продуктов, преобладает хлорит-тальк-магнезитовый агрегат с

реликтами клиноэнстатита (**прил. II, рис. 1ж**). Оливин большей частью имеет деформационные микротекстуры: трещиноватые, раздробленные, вытянутые зерна. Редко встречаются целые, ненарушенные, относительно свежие идиоморфные зерна оливина размером 0,5x1,3 мм. Серпентин в хромититах встречаются двух видов - лизардит и антигорит. Кроме серпентина по оливину иногда наблюдается желтовато-коричневато-бурые вторичные продукты - иддингсит (боулингит). В одном образце установлен амфибол по составу отвечающий ферроантофиллиту (**прил. I, табл.2**).

Акцессорная минерализация в хромитовых рудах приурочена к серпентинит-хлоритовым участкам, в трещинах хромшпинелидов либо на периферии, на контакте с силикатной частью. Среди акцессорных минералов установлены следующие минералы (**табл. 3.1, прил. I, табл.3**):

Таблица 3.1

Химический состав акцессорных минералов в хромититах Харанурского участка (мас.%)

	№ образца	Fe	Ni	Pb	Ba	Co	Zn	S	As	O	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	48-02_5-4	10,5	87,4								98	Ni _{7,9} Fe
2	52-02_1-1	17,2	81,1								98,3	Ni _{4,5} Fe
3	52-02_1-2	23,2	75,8								98,9	Ni _{3,1} Fe
4	vs52-02_1-6	22,2	77,3								99,5	Ni _{3,3} Fe
5	51-02_8-1	23,3	75,2								98,4	Ni _{3,1} Fe
6	52-02_1-6	21,8	77,2								98,9	Ni _{3,4} Fe
7	vs52-02_2-7	20,5	79,5								100	Ni _{3,7} Fe
8	vs52-02_3-1	24,2	73,7			1,2					99,1	Ni ₃ Fe
9	64-02_4-1	14,9	84,6								99,5	Ni _{5,4} Fe
10	64-02_4-2	23,5	75,1								98,6	Ni ₃ Fe
11	51-02_8-2	42,7	20,8							33,7	97,1	Fe-Ni-O
12	48-02_04		71,7					27,3			99	Ni _(3-0,1) S ₂
13	48-02_06		72,1					26,5			98,6	Ni ₃ S ₂
14	vs52-02_3-2	39,9	20,5			7,1		33,5			101	(Fe _{5,48} Ni _{2,68} Co _{0,92}) _{9,1} S ₈
15	vs52-02_3-3	40	22,1			4,2		32,3			98,7	(Fe _{5,68} Ni ₃ Co _{0,57}) _{9,2} S ₈
16	48-02_4_3	0,7		80,4				15,2			96,3	Pb _{0,82} S
17	64-02_4-3		62,8						36,1		98,9	Ni _{4,43} As ₂

Примечание: **1-10** – аваруйт Ni₃Fe; **11** – соединение состава (Fe-Ni-O); **12, 13** – хизлеудит Ni₃S₂; **14, 15** – пентландит (Fe, Ni)₉S₈; **16** – галенит PbS; **17** – орселит Ni_{5-x}As₂. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

Аваруит Ni_3Fe самый распространенный среди аксессуарных минералов. Образует выделения ксеноморфной формы размером 30÷100 мкм. Встречается в сростании с серпентином (**прил. II рис. 1з**). Некоторые зерна аваруита обрастают соединением состава (Ni-Fe-O). В аваруите встречаются включения пентландита (**прил. II, рис. 1к**) округлой формы, и микрочастицы ЭПГ.

Au^0 обнаружено в форме микрочастиц размером 2÷5 мкм в двух пробах полосчатых хромитовых руд.

Сульфиды:

Пентландит $(Ni, Fe)_9S_8$ в форме округлых включений в аваруите, размер включений составляет 10÷20 мкм;

Хизлеудит $Ni_{(3\pm x)}S_2$ в виде отдельных ксеноморфных выделений, размером 20÷30 мкм, находится в тесной ассоциации с серпентин-хлоритовым агрегатом;

Галенит PbS в виде очень мелких микрочастиц, размером 3 мкм в трещинах хромшпинелида.

Арсениды:

Орселит $Ni_{5-x}As_2$ образует ксеноморфные зерна в серпентините, хлорите и других вторичных силикатах, размер зерен 60÷100 мкм, местами замещает аваруит.

Сульфаты:

Барит $BaSO_4$ в форме микрочастиц в трещине хромшпинелида, размер частиц 5 мкм.

Среди минералов тяжелой фракции хромититов обнаружены такие «экзотические» для ультрабазитов и хромититов минералы такие как: бадделиит ZrO_2 – размер зерна 10 мкм; церианит $(Ce,Th)O_2$ – 10 мкм; уранинит-торианит $(U, Th)O_2$ - 20 мкм; монацит $(Ce, La, Nd) [PO_4]$ - 3 мкм. Эти минералы встречаются в виде микрочастиц в пустотах и трещинках, имеют округлую форму. Химический состав этих минералов приведен в **прил. I, табл. 3**.

3.1.2 Хромитовые руды Зун-Оспинского участка

В Зун-Оспинском участке объединены хромититы отобранные в верховьях р. Зун-Оспа, в районе водораздела Зун-Оспа–Ильчир и г.Харьх. Здесь встречаются редковкрапленные; густовкрапленные, сплошные разновидности (**рис. 3.1а, б**), с преобладанием последних (**прил. II, рис. 2а**). Структура руд варьирует от мелкозернистой до среднезернистой, размер зерен от 0,5х1,2, до 3х2 мм, гипидиоморфнозернистая, неделимые скопления зерен достигают размеров 4х7 мм.. Руды имеют атакситовый характер распределения рудных зерен и силикатов. В густовкрапленных хромититах часто наблюдается петельчатая микротекстура.

Хромшпинелиды в проходящем свете имеют насыщенный красно-коричневый цвет. Хромшпинелид трещиноватый (**прил. II, рис. 2б**), местами раздробленный и резорбированный. Межзерновые пространства выполнены оливином, либо серпентином или хлоритом. Встречаются

как включения хромшпинелидов в оливине (**прил. II, рис. 2г**), так и обратные взаимоотношения. Границы между зернами оливина и хромшпинелида бухтообразные. Хромшпинелиды из хромититов г.Харьх в поровых пустотках содержат включения размером 20 мкм (Mg-Ca) соединение и магнезит (**прил. II, рис. 2в**).

Силикатная часть представлена оливином, в единичных образцах встречается клинопироксен, реликты ортопироксена, по которому развивается бастит. Широко развиты вторичные минералы по оливину (серпентин, хлорит, непуит). Силикаты в форме неправильных выделений, жилок заполняют межрудные участки и межзерновые пространства хромшпинелида, кроме того, встречаются идиоморфные или изометричные зерна оливина либо отдельно, либо заключенные в хромите, размером от 0,5x1,5 до 1x2 мм. Оливин несет следы пластической деформации, выраженной в лейстовой микротекстуре. Серпентин представлен лизардитом и реже антигоритом. В хромититах отобранных на водоразделе Зун-Оспа-Ильчир среди вторичных силикатов широкое распространение имеет Ni серпентин группы лизардит $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ – непуит $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$. Непуит образует псевдоморфозы по оливину и аналогично серпентину заполняет межзерновые пространства хромшпинелидов.

Среди силикатов обнаружен редкий минерал, представляющий собой силикат (Ca-Mg-Cr-Al). (**прил. I, табл 2**). По химическому составу этот минерал больше всего подходит к шуйскиту $Ca_2(Mg, Al)(Cr, Al_2)(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_2(H_2O)$ (Иванов и др., 1981) – хромовый аналог пумпеллиита, но в наших минералах наблюдается существенный недостаток Ca. По содержанию Ca это соединение ближе к амфиболу, но очень высока концентрация Cr. На данный момент не удалось найти аналог данного соединения.

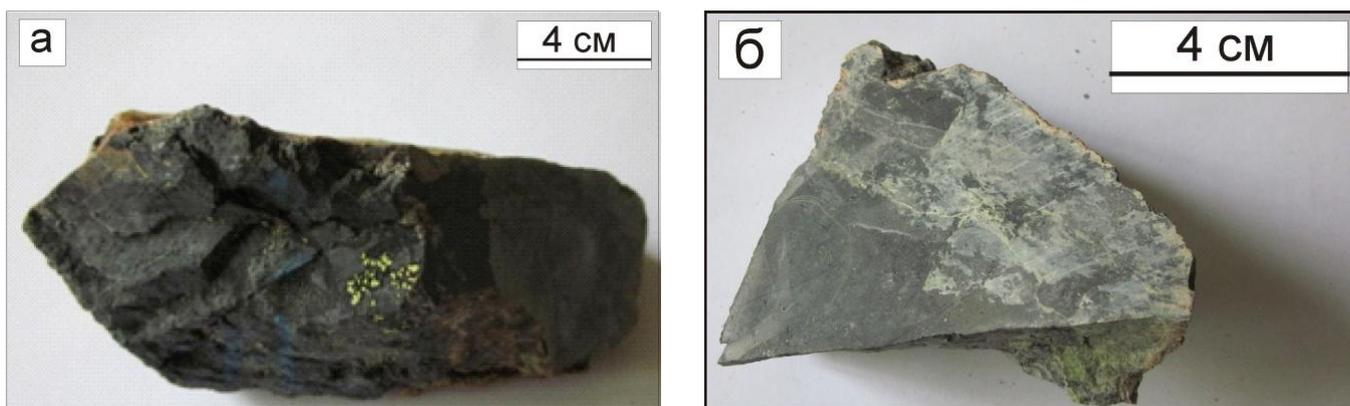


Рис. 3.1 – а – обломок жилы сплошного массивного хромитита, б – жила сплошного массивного хромитита в измененном дуните (Зун-Оспинский участок).

Акцессорная минерализация Акцессорные минералы представлены сульфидами Ni, сульфидами (Ni, Bi, Pb); арсенидами Ni, соединениями (Au-Ag) состава. Они приурочены к серпентинизированным и хлоритизированным участкам в хромититах. Химический состав акцессорных минералов представлен в **таблице 3.2**.

Сульфиды в хромититах представлены двумя разновидностями:

Миллерит NiS , *хизлевудит* $Ni_{(3\pm x)}S_2$, значения $x = 0,03\div 0,26$. Они встречаются в форме таблитчатых индивидов размером 100 x 250 мкм, ксеноморфных зерен размером от 20x30 мкм до 200x250 мкм. В некоторых зернах хизлевудита можно наблюдать его переход в миллерит (**прил. II, рис. 3е**). Таблитчатые зерна хизлевудита замещаются маухеритом и разъедаются серпентином (**прил. II, рис. 3в**). Хизлевудит образует сростания с Ni_2As . Миллерит местами замещается минералом состава (Ni-O-C) (**прил. II, рис. 3г**), по химическому составу наиболее близок к гаспеиту $(Ni, Mg, Fe)CO_3$. Химический состав данного соединения следующий (мас. %): Ni = 45,17; Fe = 0,29; Mg = 0,52; O = 37,02; $\Sigma = 83$ мас.%, недостаток суммы обусловлен режимом съемки (напыление углеродом). Хизлевудит образует сростания с орселитом (**прил. II, рис. 3д**) и заполняет поровые пустоты в хроммагнетите.

Паркерит $Ni_3(Bi, Pb)_2S_2$ обнаружен в виде микрочастицы размером 5 мкм в сростании с орселитом в серпентинитовом агрегате, в форме включений в хромшпинелиде, где он локализуется в участках развития магнетита по микротрещинам хромшпинелида. Включение в хромшпинели, при расчете кристаллохимической формулы, отношение К:А соответствует паркериту, но отсутствует Pb (**табл 3. 2**)

Арсениды Ni представлены соединениями Ni_2As , *орселитом* $Ni_{5\pm x}As_2$, значения $x = 0,6\div 0,7$ и *маухеритом* $Ni_{11}As_8$. Они образуют ксеноморфные выделения размером от 20x25 мкм, до 20x70 мкм; сростания с хизлевудитом, хроммагнетитом и вторичными МПГ. Кроме того, орселит встречается в пустотах выщелачивания в хромшпинелидах, в виде микровключений каплевидной формы 1,5 мкм в соединениях Ir-Ru и Ru°. В маухерите встречаются микровключения округлой формы хроммагнетита (**прил. II, рис. 3ж**). Среди маухерита встречаются довольно крупные изометричные зерна 100 мкм с колломорфной микроструктурой (трещины усыхания сфероидной формы, аналогичные хизлевудиту), содержащие микровключения МПГ.

Au-Ag – установлены в виде отдельных ксеноморфных зерен размером 50÷80 мкм или в сростании с вторичными силикатами, сидеритом.

Таблица 3.2

Химический состав аксессуарных рудных минералов в хромититах Зун-Оспинского участка (мас.%)

	№ обр	Fe	Ni	Bi	Pb	Au	Ag	S	As	O	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	334_5-2	»	»	»	»	68,8	26,6				95,4	$Au_{0,59}Ag_{0,41}$
2	334_7-1	»	»	»	»	71,2	26				97,2	$Au_{0,6}Ag_{0,4}$
3	334_6-2	»	»	»	»	69,3	27				96,3	$Au_{0,59}Ag_{0,41}$
4	BC21_1-14	0	59,9					23,5	0,9		92,5	$Ni_{(3-0,26)}S_2$
5	VS21_1-1	0,8	73,5					27,2			101,5	$Ni_{(3-0,04)}S_2$
6	VSB21_1-3	1,1	69,2					30,1			100,4	$Ni_{(3-0,4)}S_2$
7	VS21_7-3		74,5					27,5		0,7	102,6	$Ni_{(3-0,03)}S_2$
8	VS21_1-6	0,8	72,1					28,8		1	102,7	$Ni_{(3-0,26)}S_2$
9	OK13_5-1		74,3					27,3			101,6	$Ni_{(3-0,3)}S_2$
10	VS21a_2-2		72,5					27,2			99,7	Ni_3S_2
11	VS21_1_2	0,9	60,8					30,3		5,8	97,8	NiS
12	VS21_1-5	0,62	65,9					34		0,9	101,5	NiS
13	OK13a_1-1		63,2					34,9			98,1	NiS
14	OK13_3-2	0,7	65,1					35,9	0,7		102,3	NiS
15	OK13_5-3		66,2					35,9			102,1	NiS
16	OK13_5-4		66,2					36,1			102,2	NiS
17	VS21_9-2		29,7	33,2	31,9			8,4			103,1	$Ni_{3,88}(Bi_{1,2}, Pb_{1,2})S_2$
18	VS21a_5-1		25,7	57,1				9,5			92,5	$Ni_3Bi_2S_2$
19	OK13_3-3	0,4	39,9					20,1	42,8		103,2	$(Ni_{0,98}, Fe_{0,02})As_{0,9}S_{0,83}$
20	VS21_1-4	0,6	63,8						38,7		103,1	Ni_2As
21	VS21_6-5	0,5	63,3						37,9		101,7	$Ni_{(5-0,7)}As_2$
22	VS21_7-4		65,4						37,7		103,1	$Ni_{(5-0,58)}As_2$
23	VS21_7-9		61,5						41,7		103,3	Ni_2As
24	VS21_7-12		64,5						38,3		102,8	$Ni_{(5-0,7)}As_2$
25	VS21_8-1	0,9	65,6						37,7		104,3	$Ni_{(5-0,6)}As_2$

Окончание табл. 3.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26	BC21_1 3-4		68,5						32,8		101,3	Ni _(5+0,3) As ₂
27	BC21_8-8	0,5	63,5						36,8		100,7	Ni _(5-0,4) As ₂
28	BC21_12-1		65,6						36,7		102,3	Ni _(5-0,5) As ₂
29	VS21a_1-1	0,4	64,1						37		101,5	Ni _(5-0,56) As ₂
30	VS21a_6-2	1,2	63,1						37,6		102	(Ni _{4,28} Fe _{0,08}) _(5-0,64) As ₂
31	VS21a_6-4	0,9	63,9						37,3		102,2	(Ni _{4,37} Fe _{0,06}) _(5-0,56) As ₂
32	BC21_14-1	0,7	52,5						48,8		102,1	Ni ₁₁ As ₈
33	BC21_14-2	0,6	52,6						47,2		100,5	Ni _{11,3} As ₈
34	VS21a_2-1		53,5						49,3		102,8	Ni ₁₁ As ₈
35	OK13_3-1	0,6	54,7						48,2		103,4	Ni _{11,5} As ₈
36	OK13_5-2		55,9					4,9	43,5		104,4	Ni ₁₁ As _{6,3} S _{1,7}

Примечание: **1-3** – Au-Ag; **4-10** – хизлевудит Ni_(3-x)S₂; **11-16** – миллерит NiS; **17, 18** – паркерит Ni₃(Bi, Pb)₂S₂; **19** – герсдорфит NiAsS; **20, 23** – Ni₂As; **21, 22, 24-31** орселит Ni_(5-x)As₂; **32-36** – маухерит Ni₁₁As₈. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

Таблица 3.3

Химический состав включений сульфидов и арсенидов Ni в минералах платиновой группы (мас.%)

	№ обр	Os	Ir	Ru	Fe	Ni	S	Кристаллохимическая формула
1	BC21_1-14	8,3			0	59,9	23,5	$Ni_{(3-0,4)}S_2$
2	BC21_5-6	1,8	11,9	11,8	1	45,4		$Ni_{(5+0,6)}As_2$
3	BC21_8-4	0	1,4	32,4	0,5	45,3		$Ni_{(5+0,3)}As_2$

Примечание: 1 – хизлевудит (включение в Os^0); 2 – орселит $Ni_{(5+0,6)}As_2$ (включение в Ir-Ru); 3 – орселит $Ni_{(5+0,3)}As_2$ (включение в Ru^0) В связи с мелкими размерами частиц сульфидов, проведена полуколичественная оценка состава и выведена приблизительная кристаллохимическая формула. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

3.1.3 Хромитовые руды Ильчирского участка

На данном участке *хромитовые руды* представлены в основном мелко-, среднезернистым густовкрапленными (**прил. II, рис. 4б**), сплошными (**прил. II, рис. 4в**) структурными разновидностями, незначительно развиты редковкрапленные руды (**прил. II, рис. 4а**). Текстуры руд атакситовые и полосчатые.

В *редковкрапленных рудах* хромшпинелид образует идиоморфные (октаэдрические) или изометричные выделения. В *сплошных рудах* слабо раскристаллизованные зерна хромшпинелидов образуют скопления агрегатов зерен, промежутки между которыми чаще всего заполнены серпентином. Размер отдельных зерен 0,6x0,7 мм, агрегаты зерен в среднем 1,2x0,7 мм.

Хромшпинелид встречается в виде включений в оливине и в энстатите (**прил. II, рис. 4а, и**). В оливине включения хромшпинелида треугольной и изометричной формы, размером 0,3 мм, в энстатите – (0,2÷0,7) x (0,4÷1) мм.

Хромшпинелиды обнаруживают различную степень деформаций от слабо - до интенсивно трещиноватых и деформированных зерен, вплоть до образования расщепленных индивидов (**прил. II, рис. 4в, д**). По сетке трещин в хромшпинелиде часто развивается хроммагнетит, магнетит, местами замещается хлоритом, образуя текстуры замещения и разъедания. В одном из образцов обнаружены хромшпинелиды необычной для него формы – удлиненные таблички в оливиновой массе, по составу, отвечающему хроммагнетиту (**прил. II, рис. 4к**).

Силикатные минералы. Наиболее распространенные силикаты – оливин и продукты его изменения (серпентин, хлорит). Кроме того, в редковкрапленных рудах установлены:

клиноэнстатит (**прил. I, табл.1**), незначительное количество Mg-Fe амфиболов – эденит, магнезиальная роговая обманка (**прил. I, табл. 2**). Оливин обнаруживает признаки пластических деформаций и перекристаллизации, микроструктуры оливина изменяются от порфинокластовых до мозаично-лейстовых (**прил. II, рис. 4ж, з**). Размер отдельных зерен оливина составляет порядка 0,5 мм и меньше. В одном образце хромитита - *K-61-09* были установлены зерна Ca-Mg клинопироксенов, отвечающих по составу волластониту, диопсиду, авгиту (**прил. I, табл. 1**).

Минералогический состав данного образца (K-61-09) хотелось бы рассмотреть подробно. Хромитит имеет массивную текстуру, хромшпинелиды образуют агрегаты слабораскристаллизованных зерен. Хромшпинелид в различной степени трещиноватый, по сетке трещин в хромшпинелидах развивается хроммагнетит. Межрудные участки выполнены силикатами: оливином, клинопироксенами (волластонит, диопсид, авгит), серпентином, хлоритом. В межзерновых пространствах оливина наблюдаются микрочастицы размером около 3 мкм, отвечающих по составу хроммагнетиту и вюстит (FeO) (10 мкм). Клинопироксен имеет форму удлиненных зерен 20x70 мкм, встречается в межрудных участках совместно с оливином. С оливином он образует порфино-лейстовую микротекстуру (**прил. II, рис. 4л**). К контакту зерен диопсида и оливина приурочены мельчайшие выделения хроммагнетита. В хлоритизированных участках оливин и клинопироксен интенсивно замещаются хлоритом (**прил. II, рис. 4м**). В хлоритизированных участках установлены зерна апатита размером 100x150 мкм (**табл. 3.5, прил. II, рис. 4о**). В пустотках апатита встречается срастание оливина и хроммагнетита.

Акцессорные минералы локализованы в серпентиновом, серпентин-хлоритовом и хлоритовом матриксе, в межзерновых пространствах и трещинках, пустотках хромшпинелидов. Химический состав минералов приведен в таблице 3.4. Были установлены и проанализированы следующие соединения:

Au образуют изогнутые и изометричные зерна размером 100 x 220 мкм. Из примесей содержат Ag 8÷16 мас. %.

Аваруит Ni₃Fe встречается в виде вытянутых ксеноморфных выделений 10x40 мкм на контакте с хромшпинелидом в серпентините.

Сульфиды:

Хизлевудит Ni_{(3-x)S₂} образует ксеноморфные и изометричные зерна размером 40x90 мкм и таблитчатые индивиды размером 5x20 мкм, местами замещается орселитом (**прил. II, рис. 5е**), а также образует срастания с маухеритом (**прил. II, рис. 5д**). В некоторых образцах можно наблюдать срастания хизлевудита с МПГ.

Хороманит Fe₆Ni₃S₈ встречается в виде небольших реликтов, размером 50 мкм в маухерите.

Пирит FeS₂ установлен в виде зерен изометричной формы размером 50 мкм с «пятнами» сфалерита (10 мкм), возможно это структуры распада твердого раствора пирит-сфалерит.

Таблица 3.4

Химический состав аксессуарных минералов в хромититах Ильчирского участка (мас.%)

	№ обр	Ni	Fe	Zn	Au	Ag	S	As	O	Сумма	Формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	350_1-1				86,9	8,9				95,8	$Au_{0,84}Ag_{0,16}$
2	350_5-1				77,6	16,6				94,2	$Au_{0,72}Ag_{0,28}$
3	350_3-2	71					26,5			97,5	$Ni_{(3-0,1)}S_2$
4	350_8-1	70,7					26,4			97,1	$Ni_{(3-0,1)}S_2$
5	Д10_2-1	72.8	1.2				28.7			102.7	$(Ni_{2,8}Fe_{0,1})_{(3-0,1)}S_2$
6	VS27_8	71.5					27.3			98.8	$Ni_{(3-0,1)}S_2$
7	VS65_4-2	70.9					26.7			97.6	$Ni_{(3-0,1)}S_2$
8	Д10_1-7	42.5	22.4				30.8			95.7	$Fe_6Ni_{3,3}S_8$
9	Д10_1-1		46.7				52.5			99.1	FeS_2
10	Д10_1a		47.2				52.7			99.9	FeS_2
11	Д10_1-2		47.5				53.8			101.2	FeS_2
12	Д10_1-2a		18.1	44.2			36.9			99.2	$Zn_{0,6}Fe_{0,3}S$
13	К61_2z	64.9	0.1					33.6		98.7	$Ni_{(5-0,1)}As_2$
14	К61_3z	62.3	0.1					34.6		96.9	$Ni_{(5-0,4)}As_2$
15	К61_9z	61.4	0.3					37.7		99.3	$Ni_{(5-0,8)}As_2$
16	К61_10z	63.4	0.2					35.2		98.8	$Ni_{(5-0,4)}As_2$
17	Д10_1-2a	54.8						47.7		102.4	$Ni_{11,7}As_8$
18	Д10_1-2б	53.9						47.4		101.3	$Ni_{11,6}As_8$

Окончание табл. 3.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
19	Д10_1-4а	54,2					0,4	46,9		101,4	$\text{Ni}_{11,5}\text{As}_{7,9}\text{S}_{0,1}$
20	Д10_1-5б	54,6					0,4	48,2		103,2	$\text{Ni}_{11,3}\text{As}_{7,8}\text{S}_{0,2}$
21	ОК38_4-3	51,5	1				0,5	45,4		98,4	$\text{Ni}_{11,3}(\text{As}_{7,8}\text{S}_{0,2})_8$
22	ОК38_4-4	50,9	0,8				0,4	44,9		97,1	$\text{Ni}_{11,3}\text{As}_{7,8}\text{S}_{0,2}$
23	К80_1-4	54,8	0,4					48,5		103,7	$\text{Ni}_{11,5}\text{As}_8$
24	VS65_4-1	52,2					0,4	46,1		98,8	$\text{Ni}_{11,3}\text{As}_{7,8}\text{S}_{0,2}$
25	К83_2_2	37,3						22,2	38,7	98,3	Ni-As-O

Примечание: **1, 2** - Au⁰; **3-7** - хизлевудит $[\text{Ni}_{(3-x)}\text{S}_2]$; **8**–хороманит $[\text{Fe}_6\text{Ni}_3\text{S}_8]$; **9-11** – пирит $[\text{FeS}_2]$; **12** – сфалерит $[\text{ZnS}]$; **13-16** – орселит $[\text{Ni}_{(5-x)}\text{As}_2]$; **17-24** – маухерит $[\text{Ni}_{11}\text{As}_8]$; **25** – Ni-As-O. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

Арсениды:

Орселит $Ni_{(5-x)}As_2$ и *маухерит* $Ni_{11}As_8$ являются довольно распространенными минералами в серпентин-хлоритовом матриксе хромититов. Они проявлены в виде отдельных ксеноморфных зерен размером до 250 мкм, в форме вытянутых табличек 10x50 мкм в трещинах хромшпинелидов (прил. II, рис. 5г). В некоторых зернах маухерита наблюдается его замещение соединением Ni-As-O (прил. II, рис. 5з).

Предыдущими исследователями в ильчирских хромититах в магнетитовых каймах с серпентином, хлоритом было установлено незначительное количество следующих минералов: *годвлексит* $(Ni, Fe)_9S_8$, *халькозин* Cu_2S в виде включений в магнетите и Cu^0 (Орсоев и др., 2001).

Таблица 3.5

Химический состав апатитов в хромититах Ильчирского участка (мас.%)

	К 61_12-1	К 61_12-2	К 61_13-1	К 61_13-2	К 61_13-3	К 61_13-5
CaO	55,51	55,32	55,93	55,3	55,18	53,55
P ₂ O ₅	43,86	42,62	43,24	43,49	43,17	42,16
Формульные коэффициенты						
Ca	4,9	5	5	4,9	5	4,9
P	3,1	3	3	3,1	3	3,1
	Ca _{4,9} P _{3,1} O ₁₂ (OH)	Ca ₅ P ₃ O ₁₂ (OH)	Ca ₅ P ₃ O ₁₂ (OH)	Ca _{4,9} P _{3,1} O ₁₂ (OH)	Ca ₅ P ₃ O ₁₂ (OH)	Ca ₅ P ₃ O ₁₂ (OH)

Примечание: Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

3.1.4 Хромитовые руды Хушагольского участка

В Хушагольском участке объединены рудопроявления в долине р. Хуша-Гол, Горлык-Гол-Дабан-Жалга. Основной объем проб приходится на Хушагольское рудопроявление и незначительное количество проб отобрано в долине р. Горлык-Гол-Дабан-Жалга и в районе г.Улан-Сарьдак (Зун-Холба). В целом все перечисленные рудопроявления характеризуют хромититы Южной ветви офиолитов.

Хромитовая минерализация формирует шлировые обособления и жилы в апоперидотитах. В шлировых обособлениях руды имеют мелко-, гипидиоморфнозернистую структуру, размер зерен не более 2 мм. По густоте вкрапленности они варьируют от средне- до густовкрапленной (прил. II, рис. 6а, б). Местами густовкрапленные хромититы переходят в сплошные. Встречаются

крупные глыбы, в которых можно наблюдать переход от редковкрапленных к густовкрапленным типам руд. Тектурные разновидности представлены в основном атакситовыми типами руд. Для хромититов из жил характерны массивные текстуры (**прил. II, рис. 6в**). Размер зерен варьирует от 1,5x0,5 мм до 2x3 мм, неделимые агрегаты зерен достигают 4 мм. Некоторые хромшпинелиды содержат реликты идиоморфного оливина. Облик хромшпинелидов имеет вид от относительно свежего до интенсивно трещиноватого, разбитого плоскопараллельными трещинами, с появлением уплощенных агрегатов. Трещины в хромшпинелидах залечены серпентином. Также наблюдаются бухтообразные углубления в хромите, выполненные вторичными силикатами по оливину. В некоторых участках серпентиновый агрегат образует петельчатую микротекстуру вокруг агрегатов зерен хромшпинелида (**прил. II, рис. 6д**). По краю зерен и вдоль трещин хромит замещается магнетитом. Для хромититов Хушагольского участка характерно большое распространение руд с деформационными текстурами, повсеместно встречаются перемятые сплошные хромититы с зеркалами скольжения и примазками светло-зеленого офита. В таких хромититах наблюдаются деформационные складчатые микроструктуры, обусловленные параллельно ориентированными трещинками изогнутой формы, зерна как бы раздавлены, несут следы деформации (**прил. II, рис. 6ж, з**).

Силикаты выполняют межрудные участки, межзерновые пространства (**прил. II, рис. 6е**) и трещины в хромшпинелидах. Они представлены волокнистым серпентиновым и хлоритовым агрегатом (по оливину), первичные силикаты встречаются редко в виде отдельных реликтов. Серпентин представлен двумя разновидностями: волокнистым хризотилом и лизардитом. Кроме серпентина, хлорита широко развиты серпентин-карбонатные агрегаты по первичным силикатам. Карбонаты представлены кальцитом, магнезитом и предположительно карбонатом Ni – гаспеитом. В одном из образцов обнаружена жилка сложенная альбитом.

Рудные акцессорные минералы в основном приурочены к серпентин-хлоритовому агрегату, то есть встречаются в межзерновых пространствах хромита, в трещинках и кавернах (ямочках) внутри хромшпинелида. Химический состав рудных акцессориев приведен в **табл. 3.6**. Распространенными минералами являются *аваруит, сульфиды и сульфоарсениды* никеля, в особенности хизлевудит, орселит. В виде включений в аваруите обнаружены полидимит Ni_3S_4 , бравоит $(Fe, Ni)S_2$ (Жмодик и др., 2008); отдельные зерна пирита, единичные Cu содержащие золотины, размером 5÷10 мкм. Среди акцессорных минералов, в тяжелой фракции хромититов встречаются единичные микронные зерна (12 мкм) сульфата свинца – *скотландит* $PbSO_3$, а также чужеродные для хромититов: *бадделлит* ZrO_2 – зерно округлой формы, 40 мкм (**прил. II, рис. 7е**); уранинит-торианит $(U, Th)O_2$ – микрочастицы 5 мкм в кавернозных пустотках магнетита; монацит – микрочастицы 5 мкм в кварце ; касситерит SnO_2 , в касситерите наблюдается недостаток

катионов. Химический состав вышеперечисленных минералов приводится в **приложении I, таблица 3.**

Аваруит Ni_3Fe является одним из распространенных минералов среди аксессуариев. Он встречается в виде вкраплений изометричной и вытянутой формы.

Сульфиды:

Хизлевудит $Ni_{3-x}S_2$ встречается в виде единичных зерен или образуют кучные скопления зерен от 7 до 20 мкм, как правило, в хлоритовом, либо хлорит-магнетитовом матриксе (**прил. II, рис. 7а**). Форма выделений - ксеноморфные зерна размером 25÷60 мкм. Местами замещается миллеритом (**прил. II, рис. 7б**).

Миллерит NiS образует отдельные единичные зерна размером 20÷40 мкм, либо замещает хизлевудит.

Шэндит $Pb_2Ni_3S_2$ редкий минерал, встречается преимущественно с аваруитом в виде вытянутых или каплевидных образований по периферии его зерен, либо выполняет в нем разнонаправленные микротрещины (**прил. II, рис. 7г**). В работе Жмодика С.М. описаны индивидуальные зерна шэндита изометричной или слегка вытянутой формы, также там приводится химический состав и рентгеновские данные природного шэндита (Жмодик и др., 2008).

Галенит PbS - в форме микрочастиц размером 7 мкм в пустотках хромита

Арсениды представлены большей частью *орселитом* $Ni_{5-x}As_2$, изредка попадает *маухерит* $Ni_{11}As_8$. Они образуют включения в аваруите и в форме замещения последнего (Жмодик и др., 2008), либо индивидуальные зерна 30÷80 мкм, в сростаниях с хизлевудитом.

Карбонаты Ni – обнаруженные соединения по весовым концентрациям элементов наиболее соответствуют карбонату Ni:

Гаспеит $NiCO_3$ замещает хизлевудит (**прил. II, рис. 7д**), миллерит и встречается в форме микрочастиц округлой (сфероидной) формы 20 мкм в хлорит-магнетитовом агрегате.

Среди *углеродизированных гипербазитов* обнаружены обломки сплошного хромитита размером 5x8x20 см. В тяжелой фракции, кроме хромшпинелидов, в нем установлены две разновидности магнетита: *титаномагнетит* и *магнетит* без примеси Ti (**прил. I, табл. 4**). *Титаномагнетит* встречается в форме отдельных зерен размером 40 мкм (**прил. II, рис. 6к**) и в сростании с *ильменитом* (**прил. II, рис. 6и**), последний к тому же образует округлые выделения в титаномагнетите. Магнетит образует изометричные зерна размером 50 мкм и замещается гематитом. Следует отметить, что титаномагнетит и ильменит не встречаются в обычных хромититах. Из силикатов здесь были обнаружены *циркон* (**прил. I, табл.3, прил. II, рис. 6л**), в форме отдельных идиоморфных призматического габитуса зерен, размером 20x40 мкм и включения биотита 6x11 мкм в цирконе (**прил. II, рис. 6м**). *Амфибол* встречается в виде

призматических зерен, достаточно крупного размера (20x40 мкм), по сравнению с выделениями амфиболов в хромититах Ильчирского участка. Амфибол по составу отвечает *феррочермакиту* (прил. I, табл. 2). Было установлено незначительное количество рудных аксессуаров: *маухерит* - зерно таблитчатого габитуса 40 мкм, с примесью S, Sb и *барит* – ксеноморфные выделения размером 15x30 мкм (табл. 3.6).

Подробный минеральный состав хромитовых руд Хушагольского и Горлык-Гол-Дабан-Жалгинского участка приводится в работе Жмодика С.М. (Жмодик и др., 2008).

Таблица 3.6

Химический состав аксессуарных рудных минералов в хромититах Южной ветви офиолитов (мас.%)

	№ Обр	Ni	Fe	Cu	Pb	Au	Ba	Sr	S	As	Sb	O	Сумма	Кристаллох. формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	К 37_01-1			3,4		90,5							93,9	$Au_{0,89}Cu_{0,11}$
2	К 37_1-2			2,8		92,8							95,6	$Au_{0,91}Cu_{0,09}$
3	BC 68_1-2	79,7	19,3										99	$Ni_{4,3}Fe$
4	BC 68_4-2	76,1	23,6										99,7	$Ni_{3,3}Fe$
5	BC 68_5-2	84,6	14,7										99,3	Ni_6Fe
6	К 35_4-2	64,9							33,7				98,6	NiS
7	К 40_2-5	63							33,4				96,4	NiS
8	К 35_1-4	72,6							27,1				99,7	$Ni_{3-0,1}S_2$
9	К 35_1-5	72,4							27,2				99,6	$Ni_{3-0,1}S_2$
10	К 34_3-4	72,4	0,18						26,5				98,8	Ni_3S_2
11	К 34_5-6	71,7							26,4				98,1	Ni_3S_2
12	К 35_2-3	70,6							28,1				98,6	$Ni_{3-0,3}S_2$
13	К 35_4-3	71,6							26,8				98,4	$Ni_{3-0,1}S_2$
14	BC 17_15-7	71,7							26,4				98,2	$Ni_{3-0,1}S_2$
15	К 37_04-2	72,5							26,8				99,3	Ni_3S_2
16	К 35_2-4	68,4							30,1				98,5	$Ni_{6,2}S_5$
17	BC 68_1-1	65								34,2			99,2	$Ni_{5-0,1}As_2$
18	BC 68_1-3	64,8								33,9			98,7	$Ni_{5-0,1}As_2$

Окончание табл. 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
19	BC 68_1-4	65,5								33,7			99,1	Ni ₅ As ₂
20	BC 68_1-6	63,6								34,4			98	Ni _{5-0,1} As ₂
21	K 37_04-1	63,2								35,8			99	Ni _{5-0,7} As ₂
22	OK 162_2-1	52,3	0,2						0,3	46,3	1,1		100,2	Ni _{11,2} As _{7,8} S _{0,1} Sb _{0,1}
23	OK 162_2-2	52,6	0,2						0,4	45,9	0,8		99,9	Ni _{11,3} As _{7,8} S _{0,1} Sb _{0,1}
24	BC 68_4-1	31,5	4,9		55,4				8,3				100	Pb ₂ Ni _{4,1} S ₂
25	BC 68_5-1	34	6,8		48,4				10,2				99,3	Pb _{1,4} Ni _{3,6} S ₂
26	K 37_12-1		1,5		70,7				8,1			17	97,3	Pb _{0,99} Fe _{0,1} S _{0,7} O ₃
27	OK 162_3-1						59,2	0,3	13,8			24,9	98,2	Ba _{1,1} S _{1,1} O ₄

Примечание: **1, 2** - Au⁰; **3 – 5** аваруит Ni₃Fe; **6,7** – миллерит NiS; **8 – 15** хизлевудит Ni_{3-x}S₂; **16** – Ni₆S₅; **17 – 21** – орселит Ni_{5-x}As₂; **22, 23** – маухерит Ni₁₁As₈; **24, 25** – шэндит Pb₂Ni₃S₂; **26** – скотландит PbSO₃; **27** – барит BaSO₄. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

Таблица 3.7 Распространенность аксессуарных минералов в хромититах

Минерал	Харанурский	Зуносинский	Ильчирский	Хушагольский	
					уг
Титаномагнетит					++
Ильменит					++
Биотит					+
Авгит			+		
Диопсид			+++		
Волластонит			+++		
Эденит			+		
Роговая обманка			+		
Антофиллит	+				
Феррочермакит					+
Шуйскит		+			
Непуит		+++			
Бадделиит [ZrO ₂]	+			++	
Церианит [(Ce, La)O ₂]	+				
Уранинит-торианит [(U, Th)O ₂]				++	
Циркон [ZrSiO ₄]					+
Монацит (Ce, La, Nd)PO ₄				+	
Апатит			+++		
Касситерит [SnO ₂]				+	
Аваруит	+++			++	
Au-Ag		++)	+		
Cu [°]			+		
Хизлевудит	+++	+++	+++	+++	
Ni ₆ S ₅				++	
Миллерит [NiS]		+++		+	
Хороманит Fe ₆ Ni ₃ S ₈			+		

Окончание табл. 3.7

(Ni, Fe) ₉ S ₈			+		
Пентландит	+				
Галенит	+			+	
Пирит			+++		
Сфалерит			+		
Паркерит Ni ₃ (Bi, Pb) ₂ S ₂		++			
Шэндит Pb ₂ Ni ₃ S ₂				+	
Халькозин Cu ₂ S			+		
Герсдорфит NiAsS		+			
Орселит	+	+++	+++	+++	
Маухерит Ni ₁₁ As ₈		+++	+++	+	
Ni ₂ As		+			
Скотландит PbSO ₃					+
Барит BaSO ₄					+
Ni-As-O			+		
Fe-Ni-O	+				
Гаспеит		+++		+++	

Примечание: (+++) – часто встречается, (++) – редко встречается, (+) – единичные зерна; Уг – хромититы из зоны углеродизации

Из **таблицы 3.7** видно, что «сквозными» акцессорными минералами, установленными практически в хромититах всех участков являются *хизлевудит*, *орселит* и *маухерит*. К типоморфным, то есть характерным для определенного участка, относятся такие минералы, как клинопироксены, апатит – установлены только на Ильчирском участке и титаномagnetит, ильменит – в хромититах из углеродизированных зон. Это свидетельствует о специфике и различии состава флюидов, которые «прорабатывали» хромититы.

3.2. Химические особенности рудных хромшпинелидов и ассоциирующих с ними оливинов

3.2.1 Оливины

Проанализированные оливины из хромититов различных участков показали отсутствие значимых различий в химическом составе. Содержание MgO изменяется в небольшом диапазоне значений 50 ÷ 53 мас.%, лишь в отдельных образцах достигает 55 мас.%, FeO = 4 ÷ 7 мас.% и 3 мас.% в образце с максимальным содержанием MgO (**прил. I, табл. 4**). Доля Fo минала составляет 93 ÷ 96 %. Из примесей постоянно присутствует NiO = 0,2 ÷ 0,9 мас.%.

Оливины из вмещающих ультрабазитов явно отличается от оливинов из хромититов в первую очередь более высоким содержанием FeO = 8 ÷ 9 мас.%, значение Fo минала не превышает 90 ÷ 92 %, более низким содержанием NiO ≤ 0,4 мас.% (**прил. I, табл. 4**), (Анциферова, 2006).

3.2.2. Рудные хромшпинелиды

Все проанализированные хромшпинелиды подразделяются на три группы (Киселева и др., 2012б; 2014). Химический состав рудных хромшпинелидов приведен в **приложении I, табл. 5**:

I группа – хромшпинелиды имеют средние (относительно хромшпинелидов II группы) значения Al# = 20 ÷ 40, Cr# = 59 ÷ 85, низкие значения Fe³⁺# = 0 ÷ 3,9 и содержания TiO₂ ≤ 0,3 мас.%, по составу они отвечают *алюмохромиту* (**рис. 3.2**); хромшпинелиды этой группы формируют **I тип хромититов** в Северной и Южной ветви офиолитов.

II группа - хромшпинелиды характеризуются низкими концентрациями глинозема Al# = 9 ÷ 21, высокими значениями Cr# = 76,7 ÷ 90,5, низкими значениями Fe³⁺# = 0 ÷ 3,2 и широкими вариациями содержаниями TiO₂ 0 ÷ 0,7 мас.%, по составу отвечают *хромиту* (**рис. 3.2**); хромшпинелиды этой группы формируют в Северной ветви **хромититы II типа**.

Хромшпинелиды первой и второй групп с Mg# > 50 отнесены к магнезиальным разновидностям, при Mg# < 50 – соответственно к железистым, с преобладанием последних. Наиболее магнезиальные хромшпинелиды I группы Южной ветви офиолитов, напротив наиболее железистые - хромшпинелиды II группы Северной ветви офиолитов (**табл. 3.8, прил. I, табл. 5**).

III группа – хромшпинелиды в различной степени метаморфизованные, с высокими значениями Fe³⁺# = 4 ÷ 53, повышенным содержанием MnO и низкими содержаниями MgO, по составу они отвечают: хромшпинелиды из хромититов Южной ветви – *субферрихромиту*, а в Северной ветви полному спектру железистых хромшпинелидов – от *субалюмоферрихромита* до *хроммагнетита* (**рис. 3.2**).

Таблица 3.8

Химические параметры рудных хромшпинелидов

	I - средне Al#		II - низко Al#	III - FeCr ^t →CrMgt	
	Северная ветвь	Южная ветвь	Северная ветвь	Северная ветвь	Южная ветвь
Al#	$\frac{20 \div 40}{26,7 (5,1)}$	$\frac{20,5 \div 34}{22,7 (5,9)}$	$\frac{9 \div 21}{15,5 (3,5)}$	$\frac{0 \div 20,6}{5,91 (12,3)}$	$\frac{2,3 \div 13}{6 (26)}$
Cr#	$\frac{59,5 \div 78,8}{71,4 (4,7)}$	$\frac{64,2 \div 85,2}{75,9 (6,2)}$	$\frac{76,7 \div 90,5}{83,3 (3,4)}$	$\frac{43 \div 84,7}{57,9 (42,9)}$	$\frac{72 \div 93,4}{86,3 (44,7)}$
Fe ³⁺ #	$\frac{0 \div 3,9}{1,73 (0,9)}$	$\frac{0 \div 2,6}{1,4 (0,7)}$	$\frac{0 \div 3,2}{1,2 (0,7)}$	$\frac{4 \div 53}{36,2 (44,9)}$	$\frac{3,8 \div 23}{7,7 (29,4)}$
Mg#	$\frac{32,3 \div 68,7}{55,9 (10)}$	$\frac{30 \div 67,8}{52,5 (13)}$	$\frac{23 \div 56,7}{43,9 (10,6)}$	$\frac{12 \div 70,5}{26,2 (57)}$	$\frac{4 \div 58,3}{41,5 (54,1)}$
f #	$\frac{31,3 \div 78}{48 (13,9)}$	$\frac{32 \div 70}{47,7 (13,4)}$	$\frac{43,3 \div 76,9}{56,4 (10,8)}$	$\frac{29,5 \div 87,2}{73,8 (43)}$	$\frac{41,6 \div 95,3}{58,5 (45,9)}$
TiO ₂	$\frac{0 \div 0,29}{0,04 (0,05)}$	$\frac{0 \div 0,08}{0,02 (0,05)}$	$\frac{0 \div 0,71}{0,08 (0,23)}$	$\frac{0 \div 0,6}{0,2 (0,2)}$	$\frac{0 \div 0,3}{0,01 (0,06)}$
MnO	$\frac{0 \div 0,78}{0,21 (0,27)}$	$\frac{0 \div 0,5}{0,08 (0,15)}$	$\frac{0 \div 1,2}{0,27 (0,4)}$	$\frac{0 \div 1,5}{0,5 (0,5)}$	$\frac{0 \div 10}{2,1 (2,9)}$
ZnO	$\frac{0 \div 1}{0,2 (0,4)}$	$\frac{0 \div 0,2}{0,01 (0,07)}$	$\frac{0 \div 1}{0,2 (0,3)}$	$\frac{0 \div 1,4}{0,3 (0,4)}$	$\frac{0 \div 2,3}{0,3 (0,7)}$
NiO	$\frac{0 \div 1,6}{0,08 (0,3)}$	$\frac{0 \div 0,02}{0,00 (0,01)}$	$\frac{0 \div 0,82}{0,03 (0,14)}$	$\frac{0 \div 4,5}{0,5 (0,8)2}$	0

Примечание: Химические параметры хромшпинелидов рассчитаны по табл. 5 прил. I.

Для примесных окислов в таблице приводится диапазон концентраций в мас.%. В числителе приводится диапазон значений, в знаменателе средние значения, в скобках стандартное отклонение.

Хромшпинелиды по высокой Cr# и низкой Al# сходны с хромшпинелидами – включениями в алмазах из трубок «Мир», «Удачная», «Айхал» (Якутия). Хромшпинелиды из включений в алмазах имеют более высокие содержания MgO: $TiO_2 = 0,1 \div 0,7$ мас.%; $Al_2O_3 = 3,6 \div 8$ мас.%; $Cr_2O_3 = 61 \div 69$ мас.%; $FeO = 10 \div 13$ мас.%; $Fe_2O_3 = 0,2 \div 4$ мас.%; $MnO = 0,1 \div 0,3$ мас.%; $MgO = 12 \div 14$ мас.%; $NiO = 0,02 \div 0,2$ мас.% (Соболев, Ефимова, 1998).

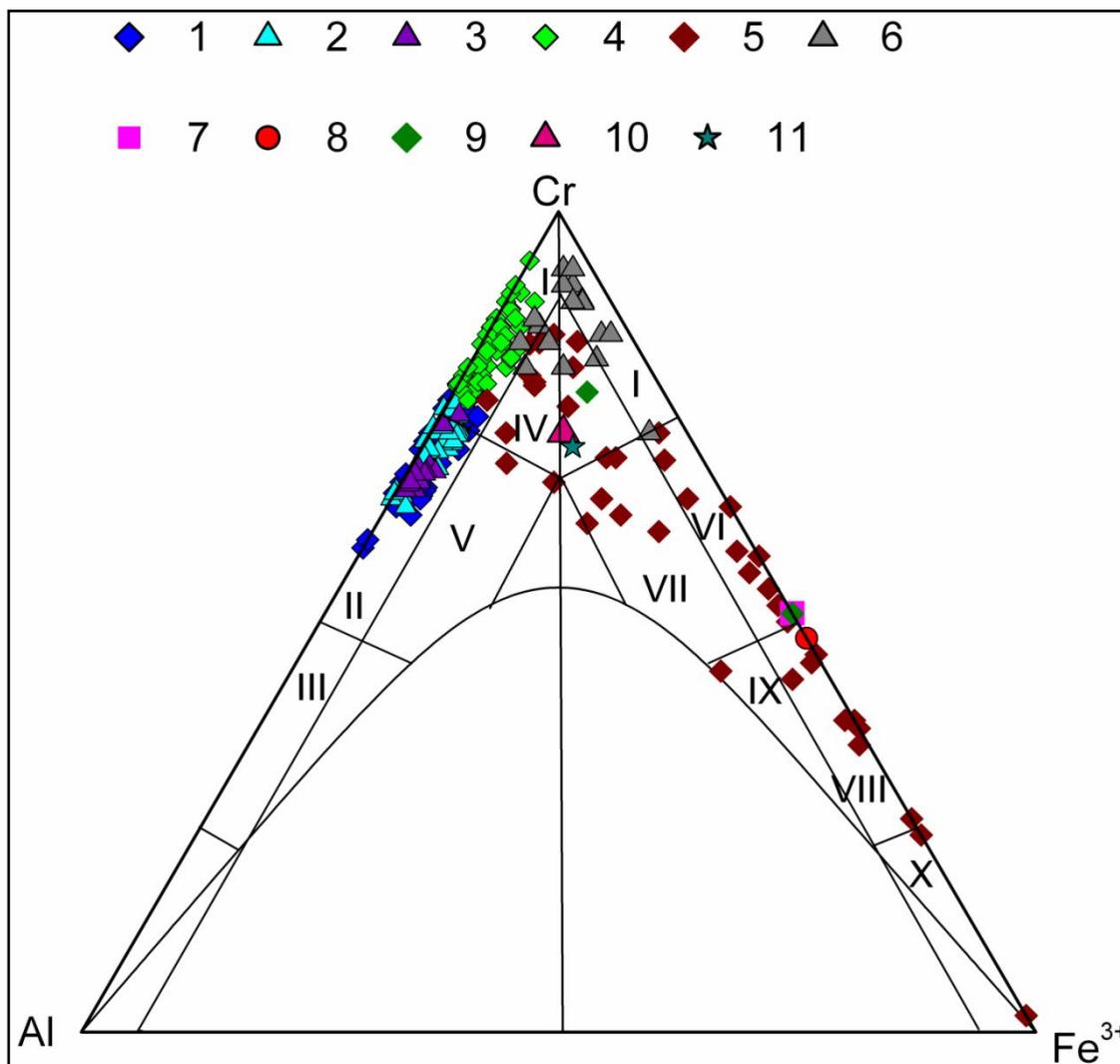
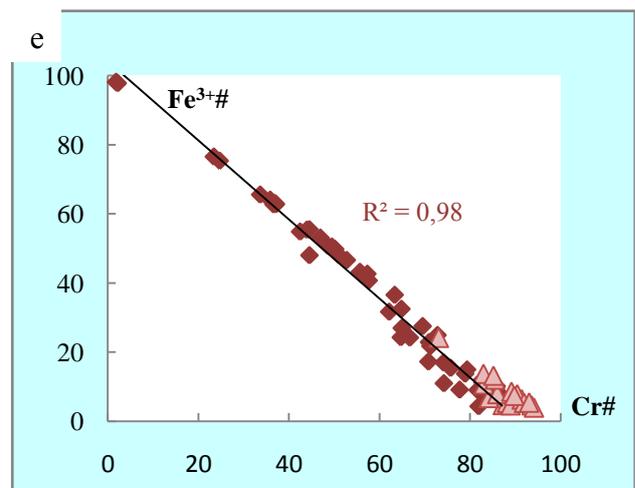
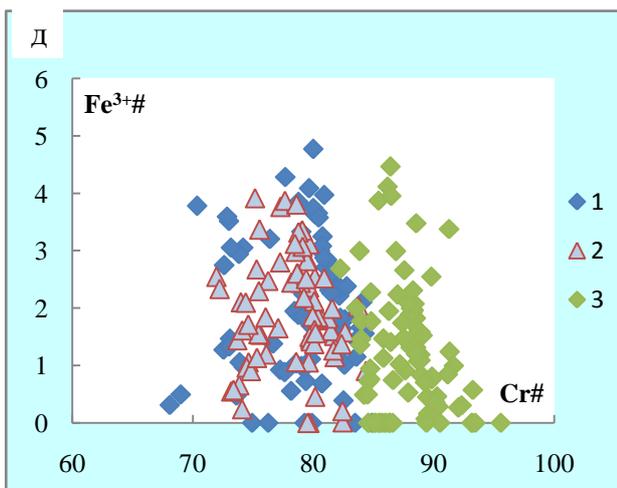
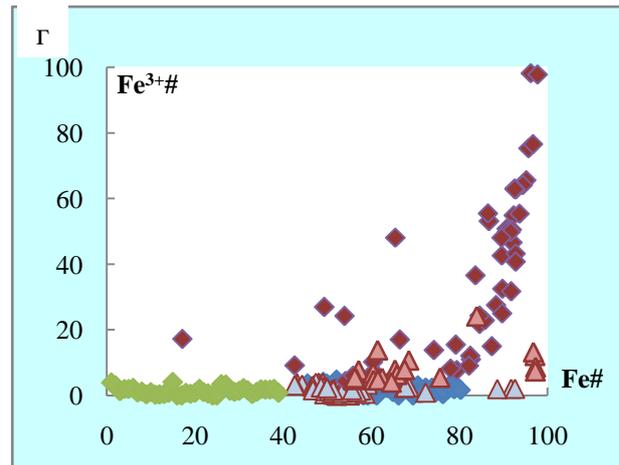
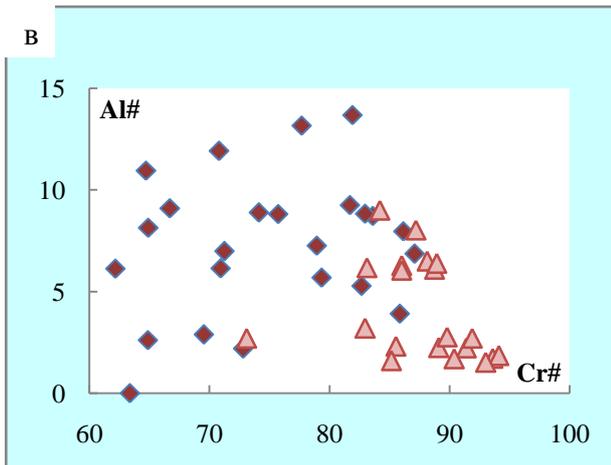
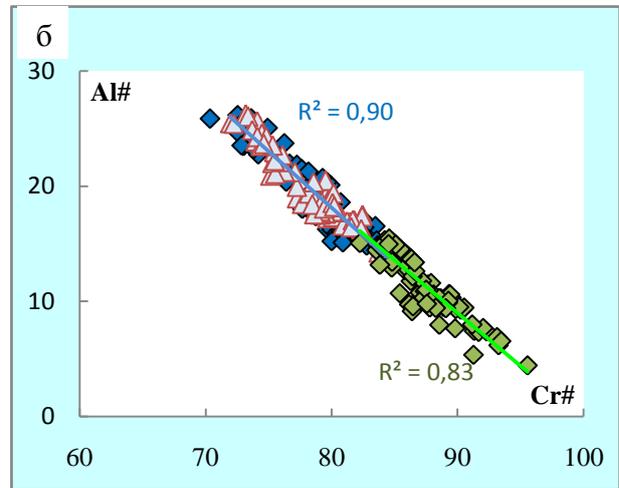
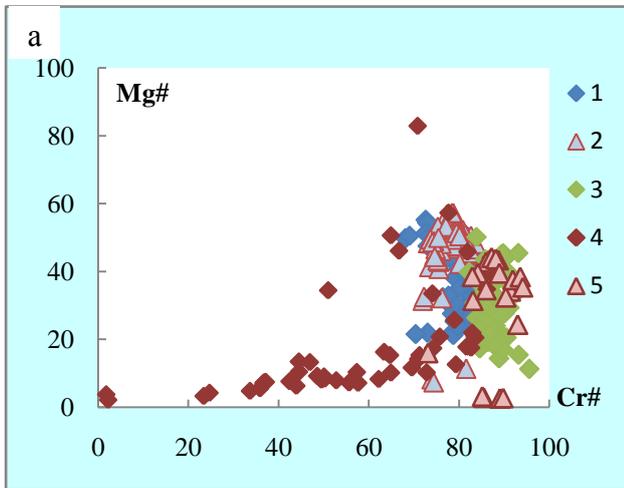


Рис. 3.2 Классификационная диаграмма хромшпинелидов из хромитовых руд.

Примечание: поля составов по Павлову Н. В. (Павлов и др., 1968): I – хромит, II - алюмохромит, III - хромпикотит, IV - субферрихромит, V - субферриалюмохромит, VI - феррихромит, VII - субалюмоферрихромит, VIII - хроммагнетит, IX - субалюмохромагнетит, X – магнетит.

Хромшпинелиды: 1 – из хромитов I типа Северной ветви; 2 - из хромитов I типа Южной ветви; 3 – из хромитов I типа из зоны углеродизированных гипербазитов; 4 – из хромитов II типа Северной ветви; 5 – субферрихромиты и хроммагнетиты из хромитов Северной ветви; 6 - субферрихромиты из хромитов Южной ветви; 7 – хроммагнетит в сростании с орселитом (ВСБ-

21-12_1 3); 8 – включение в $[Ru^{\circ}]$; 9 - сростание с маухеритом (ВСБ – 21-12_14-3, 4); 10 – включение в маухерите (ВСБ-21-12_14-5); 11 – таблитчатые выделения субферрихромита в оливине. Диаграмма построена по данным **прил. I, табл.5**.



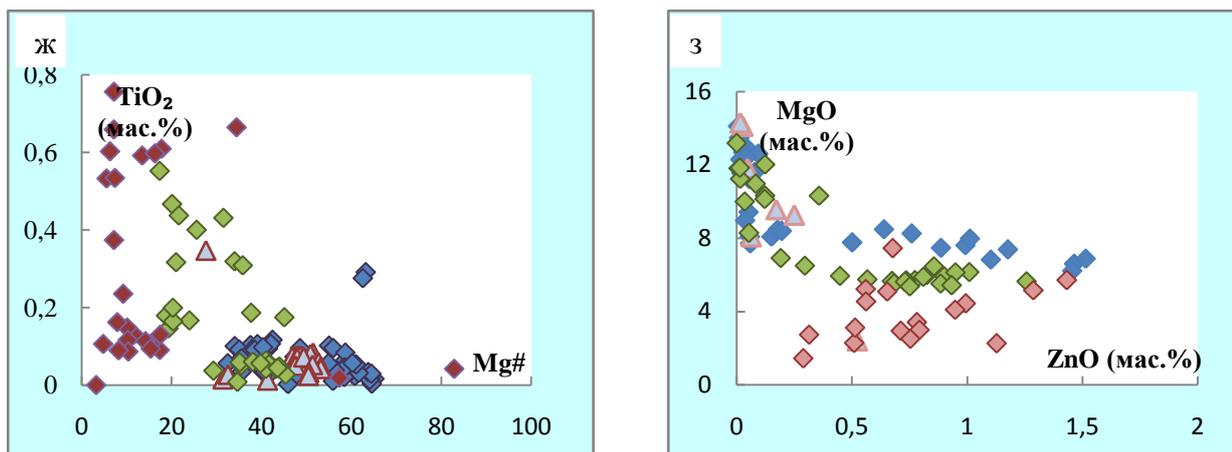


Рис. 3.3 Отношения главных химических параметров рудных хромшпинелидов.

Условные обозначения: хромшпинелиды 1 - из хромитов I типа Северной ветви, 2 - из хромитов I типа Южной ветви, 3 - из хромитов II типа Северной ветви; измененные хромшпинелиды; 4 - хромититы Северной ветви, 5 - хромититы Южной ветви.

Как уже упоминалось выше, при описании хромитовых руд, встречаются включения хромшпинелидов в оливине. Эти хромшпинелиды по составу отвечают алюмохромиту, в то время как вытянутые таблитчатые индивиды хромшпинелида в оливине по составу отчетливо отличаются и отвечают *хроммагнетиту* (прил. II, рис. 4к) с примесью V_2O_5 .

По содержанию FeO, MgO для *всех хромшпинелидов*, за исключением феррихромитов ÷ хроммагнетитов характерны широкие вариации Mg# при небольших вариациях Cr# (рис 3.3а), в то время, как в *феррихромитах, хроммагнетитах* наблюдаются широкие вариации значений как Mg#, так и Cr#. Для *алюмохромитов и хромитов* наблюдается обратно-пропорциональная зависимость Al# - Cr# (рис 3.3б) ($R^2 = 0,9$ и $0,83$ соответственно) и отсутствие зависимости $Fe^{3+}\#$ - Cr# (рис 3.3д), в то время как для *феррихромитов и хроммагнетитов* характерно обратная корреляция для пары $Fe^{3+}\#$ - Cr# (рис 3.3е), $R^2 = 0,98$ и отсутствие корреляции Al# - Cr# (рис 3.3в). Зависимость содержание TiO_2 от Mg# выявлена только для хромшпинелидов из хромитов II типа (Северная ветвь), хотя она не очень отчетливо выражена (рис 3.3ж).

3.2.3 Корреляционный анализ минералообразующих и примесных элементов в рудных хромшпинелидах

С использованием программы Statistica был проведен корреляционный анализ для изучения зависимостей между катионами в хромшпинелидах в различных группах хромитов (табл 3.9÷13).

Таблица 3.9

Корреляционный анализ минералообразующих и примесных окислов в рудных хромшпинелидах из хромититов I типа Северной ветви ($p < 0,05$, $N = 82$)

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	V ₂ O ₅	ZnO	NiO
TiO ₂	1,00	0,14	-0,17	0,18	-0,20	0,52	-0,19	0,32	0,39	-0,11
Al ₂ O ₃	0,14	1,00	-0,97	-0,26	-0,34	-0,01	0,24	0,28	0,00	0,21
Cr ₂ O ₃	-0,17	-0,97	1,00	0,27	0,13	-0,01	-0,23	-0,25	-0,05	-0,27
FeO	0,18	-0,26	0,27	1,00	-0,12	0,60	-1,00	-0,02	0,52	0,25
Fe ₂ O ₃	-0,20	-0,34	0,13	-0,12	1,00	-0,24	0,12	-0,43	-0,08	0,23
MnO	0,52	-0,01	-0,01	0,60	-0,24	1,00	-0,63	0,31	0,84	-0,11
MgO	-0,19	0,24	-0,23	-0,99	0,12	-0,63	1,00	0,02	-0,56	-0,28
V ₂ O ₅	0,32	0,28	-0,25	-0,02	-0,43	0,31	0,02	1,00	0,04	-0,17
ZnO	0,39	0,00	-0,05	0,52	-0,08	0,84	-0,56	0,04	1,00	-0,05
NiO	-0,11	0,21	-0,27	0,25	0,23	-0,11	-0,28	-0,17	-0,05	1,00

Таблица 3.10

Корреляционный анализ минералообразующих и примесных окислов в рудных хромшпинелидах из хромититов I типа Южной ветви ($p < 0,05$, $N = 76$)

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	V ₂ O ₅	ZnO	NiO
TiO ₂	1,00	-0,22	0,13	0,09	-0,13	0,31	-0,12	0,41	0,05	0,27
Al ₂ O ₃	-0,22	1,00	-0,85	0,15	-0,26	0,21	-0,07	0,33	0,20	-0,01
Cr ₂ O ₃	0,13	-0,85	1,00	-0,58	0,06	-0,53	0,52	-0,26	-0,47	0,01
FeO	0,09	0,15	-0,58	1,00	-0,19	0,69	-0,99	-0,03	0,58	-0,12
Fe ₂ O ₃	-0,13	-0,26	0,06	-0,19	1,00	-0,04	0,15	-0,18	0,02	0,16
MnO	0,31	0,21	-0,53	0,69	-0,04	1,00	-0,71	0,19	0,64	0,05
MgO	-0,12	-0,07	0,52	-0,99	0,15	-0,71	1,00	0,06	-0,59	0,12
V ₂ O ₅	0,41	0,33	-0,26	-0,03	-0,18	0,19	0,06	1,00	0,08	0,34
ZnO	0,05	0,20	-0,47	0,58	0,02	0,64	-0,59	0,08	1,00	-0,01
NiO	0,27	-0,01	0,01	-0,12	0,16	0,05	0,12	0,34	-0,01	1,00

Таблица 3.11

Корреляционный анализ минералообразующих и примесных окислов в рудных хромшпинелидах из хромититов II типа Северная ветвь ($p < 0,05$, $N = 89$)

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	V ₂ O ₅	ZnO	NiO
TiO ₂	1,00	0,26	-0,22	0,08	-0,26	-0,04	0,00	0,00	0,00	-0,04
Al ₂ O ₃	0,26	1,00	-0,75	0,04	-0,24	-0,20	0,09	-0,20	-0,05	-0,09
Cr ₂ O ₃	-0,22	-0,75	1,00	-0,55	-0,20	-0,19	0,48	0,40	-0,43	-0,08
FeO	0,08	0,04	-0,55	1,00	0,02	0,22	-0,98	-0,47	0,42	0,09
Fe ₂ O ₃	-0,26	-0,24	-0,20	0,02	1,00	0,44	-0,12	-0,12	0,47	0,29
MnO	-0,04	-0,20	-0,19	0,22	0,44	1,00	-0,35	-0,03	0,38	-0,08
MgO	0,00	0,09	0,48	-0,98	-0,12	-0,35	1,00	0,45	-0,48	-0,12
V ₂ O ₅	0,00	-0,20	0,40	-0,47	-0,12	-0,03	0,45	1,00	-0,13	-0,05
ZnO	0,00	-0,05	-0,43	0,42	0,47	0,38	-0,48	-0,13	1,00	0,34
NiO	-0,04	-0,09	-0,08	0,09	0,29	-0,08	-0,12	-0,05	0,34	1,00

Таблица 3.12

Корреляционный анализ минералообразующих и примесных окислов в феррихромитах÷хроммагнетитах, Северная ветвь ($p < 0,05$, $N = 49$).

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	V ₂ O ₅	ZnO	NiO
TiO ₂	1,00	-0,34	-0,20	0,32	0,20	-0,04	-0,24	-0,18	-0,13	-0,18
Al ₂ O ₃	-0,34	1,00	0,71	-0,66	-0,77	-0,10	0,73	0,23	0,26	-0,22
Cr ₂ O ₃	-0,20	0,71	1,00	-0,59	-0,99	0,03	0,69	0,18	0,21	-0,41
FeO	0,32	-0,66	-0,59	1,00	0,55	0,22	-0,97	-0,07	0,19	0,05
Fe ₂ O ₃	0,20	-0,77	-0,99	0,55	1,00	-0,06	-0,65	-0,21	-0,29	0,40
MnO	-0,04	-0,10	0,03	0,22	-0,06	1,00	-0,28	0,23	0,65	-0,11
MgO	-0,24	0,73	0,69	-0,97	-0,65	-0,28	1,00	0,09	-0,18	-0,27
V ₂ O ₅	-0,18	0,23	0,18	-0,07	-0,21	0,23	0,09	1,00	0,33	-0,17
ZnO	-0,13	0,26	0,21	0,19	-0,29	0,65	-0,18	0,33	1,00	-0,19
NiO	-0,18	-0,22	-0,41	0,05	0,40	-0,11	-0,27	-0,17	-0,19	1,00

Таблица 3.13

Корреляционный анализ минералообразующих и примесных окислов в феррихромитах, Южная ветвь ($p < 0,05$, $N = 20$)

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	V ₂ O ₅	ZnO
TiO ₂	1,00	-0,14	-0,14	0,46	-0,07	-0,07	-0,39	-0,08	0,12
Al ₂ O ₃	-0,14	1,00	0,00	-0,53	-0,23	0,01	0,55	-0,26	-0,05
Cr ₂ O ₃	-0,14	0,00	1,00	-0,36	-0,88	-0,60	0,65	-0,26	-0,73
FeO	0,46	-0,53	-0,36	1,00	0,17	-0,20	-0,86	0,65	-0,03
Fe ₂ O ₃	-0,07	-0,23	-0,88	0,17	1,00	0,57	-0,48	0,10	0,70
MnO	-0,07	0,01	-0,60	-0,20	0,57	1,00	-0,33	-0,12	0,77
MgO	-0,39	0,55	0,65	-0,86	-0,48	-0,33	1,00	-0,56	-0,39
V ₂ O ₅	-0,08	-0,26	-0,26	0,65	0,10	-0,12	-0,56	1,00	-0,02
ZnO	0,12	-0,05	-0,73	-0,03	0,70	0,77	-0,39	-0,02	1,00

В хромшпинелидах из хромититов I типа (средне Al#) наиболее значимые корреляционные связи ($r > 0,7$) выявлены для пар: {Al – Cr (-)}, {Mg – Fe (-)} в Северной и Южной ветви; {Zn – Mn (+)} в Северной ветви; средние по уровню значимости ($r = 0,5 \div 0,7$) корреляционные связи в хромшпинелидах для Северной и Южной ветвей установлены: {Mg – Zn (-)}, {Fe²⁺ – Zn (+)}, {Fe – Mn (+)}, {Mg – Mn (-)}; {Ti – Mn (+)} в Северной ветви; {Mg – Cr (+)} в Южной ветви (табл. 3.9, 10).

В хромшпинелидах из хромититов II типа (низко Al#, Северная ветвь) значимые корреляционные связи ($r > 0,7$) выявлены для пар: {Al – Cr (-)}, {Mg – Fe (-)}; средние по уровню значимости ($r = 0,5 \div 0,7$) корреляционные связи установлены для {Cr – Fe²⁺} (табл. 3. 11)

В III группе (феррихромит, хроммагнетит) в Северной и Южной ветви значимые корреляционные связи наблюдаются для элементов {Cr – Fe³⁺ (-)}; {Mg – Fe²⁺ (-)}; в Северной ветви: {Mg – Al (+)}, {Al – Fe³⁺ (-)}, {Cr – Al (+)}; Южной ветви {Zn – Mn (+)}, {Zn – Fe³⁺ (+)}; средние по уровню значимости ($r = 0,5 \div 0,7$) корреляционные связи в хромшпинелидах для Северной и Южной ветвей установлены: {Al – Fe²⁺ (-)}, {Mg – Cr (+)}; в Северной – {Cr – Fe²⁺ (-)}, {Fe²⁺ – Fe³⁺ (+)}, {Mg – Fe³⁺ (-)}, {Mn – Zn (+)}; в Южной – {Mg – Al (+)}, {Mn – Cr (-)}, {V – Fe²⁺ (+)}, {V – Mg (-)}, {Mn – Fe³⁺ (+)} (табл. 3.12, 13).

Исходя из вышеизложенного, корреляционные связи можно охарактеризовать следующим образом: для хромшпинелидов из хромититов I, II группы присутствует изоморфизм Al³⁺ → Cr³⁺, Mg²⁺ → Fe²⁺, Zn²⁺ вероятно входит в структуру хромшпинелида совместно с Mn²⁺. В хромшпинелидах из хромититов II отмечается некоторое ослабевание корреляционных связей

(например в паре $Mg^{2+} - Mn^{2+}$), вследствие более высоких значений стандартного отклонения (более широкий разброс значений содержаний окислов). Совсем другая картина наблюдается для измененных хромшпинелидов. Меняется знак корреляционно связи для пар $Al^{3+} - (Cr^{3+}, Mg^{2+})$, появляется корреляционная зависимость между Fe^{3+} и $(Al^{3+}, Cr^{3+}, Mg^{2+})$. Для $(Mn^{2+} - Zn^{2+})$ сохраняется положительная корреляция, так же как и в неизменных хромититах.

3.2.4. Тренды изменения составов рудных хромшпинелидов

В хромшпинелидах выявлено два тренда изоморфизма (**рис. 3.3б, е**): (1) - $\{Al^{3+} \rightarrow Cr^{3+}\}$, (2) - $\{Al, Cr \rightarrow Fe^{3+}\}$. Первый тренд отражает различные процессы образования хромшпинелидов, то есть алюмохромиты сформировались при меньшей степени частичного плавления, либо из расплава с более высоким содержанием глинозема. Второй тренд отражает процессы метаморфизма и изменения хромшпинелидов. В ходе изменения хромитов и алюмохромитов в субферрихромиты, субалюмоферрихромиты и хроммагнетиты наиболее мобильными являются Al, Mg, в ходе процессов метаморфизма они выносятся из хромшпинелидов и уходят на образование хлоритов, Al содержащего антофиллита, (Ca-Mg-Al-Cr) водосодержащих силикатов (шуйскит?). В качестве примера можно привести зерно хромшпинелида в котором центральная часть имеет состав, отвечающий $Cr\# = 84$; $Al\# = 16$, а в краевой зоне уменьшается содержание Al_2O_3 , $Al\# = 6$ и увеличивается $Cr\# = 93$ и доля Fe^{2+} , Fe^{3+} и хромшпинелид отвечает по составу уже феррихромиту, вмещающий матрик – хлоритовый и тальк-магнезитовый агрегат. В некоторых зернах увеличения Fe_2O_3 не происходит, но очень сильно увеличивается концентрация Cr_2O_3 . Увеличение концентраций Fe_2O_3 , MnO , ZnO происходит, как правило, в краевой части, или по трещинам в зернах алюмохромитов, хромитов. В ходе замещения происходит вынос Al_2O_3 и привнос MnO , ZnO . На рис. 8а, б (**прил. II, рис. 8а, б**) можно видеть различные стадии этого процесса. Содержание MnO в отдельных зернах достигает 10,73 мас.%, $ZnO = 2,36$ мас.% (**прил. I, табл. 5**). При метаморфизме хромшпинелидов увеличивается суммарное содержание FeO и появляется прямопорциональная зависимость $Fe\# - Fe^{3+}\#$ (**рис. 3.3г**). Часть хромшпинелидов претерпевает более интенсивные изменения, выраженные в развитии по трещинам и периферии зерен *магнетита* и *гематита* (**прил. II, рис. 8в**). Хромит при практически полном замещении магнетитом встречается в виде реликтовых «островков», магнетит, с примесью NiO (0,6÷1,97 мас.%), в свою очередь образует сростания с аваруитом, в котором наблюдаются включения округлых выделений Os^o , Ru^o . Хромшпинелид с примесью NiO находится в тесной ассоциации с непуитом (**прил. II, рис. 8г**) или с орселитом $Ni_{(5-x)}As_2$.

В хромитите из углеродизированного гипербазитата хромшпинелид изменяет свой состав по периферии зерен, увеличивается содержание FeO и уменьшается MgO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 . В некоторых

зерна хромшпинелид обрастает хроммагнетитом (прил. II, рис. 8д), либо наблюдается 3 стадии: алюмохромит→феррихромит→хроммагнетит (прил. II, рис. 8е).

Хотелось бы подробно остановиться на химических особенностях хромшпинелидов из хромитита - обр. **ВСБ-21-12**, отобранного на водоразделе р.Зун-Оспа - Ильчир, в связи с интересными минералогическими особенностями платиноидов, которые будут детально рассмотрены в отдельной главе. Рудные хромшпинелиды имеют высокие значения Cr#, низкие Al#, содержат примеси MnO = 0,8 ÷ 1 мас.%, ZnO до 1 мас.%, по составу отвечают ряду *хромит*÷*феррихромит*. Обнаружены включения и срастания *субферрихромита* в маухерите Ni₁₁As₈ с содержанием NiO = 4 мас.%. Хромшпинелиды содержат устойчивые примеси MnO = 0,5÷1 мас.%, NiO 1,2÷2 мас.%. В срастании с орселитом встречается хроммагнетит, в зоне контакта с орселитом содержание NiO в хроммагнетите составляет 8 мас.%. Включения *хроммагнетита* обнаружены в Ru^o, хроммагнетит из включения также содержит примесь NiO = 1 мас.%. Примечательно, что примеси ZnO содержатся только в хромите и отсутствуют в хроммагнетите, в то время как примесь NiO может присутствовать как в хроммагнетите, так и в хромите. Если в хромите присутствует примесь NiO, тогда отсутствует примесь ZnO и наоборот.

3.3 Геохимическая характеристика хромитовых руд

3.3.1 Микроэлементный состав различных структурно-текстурных разновидностей хромитовых руд

В хромититах атомно-абсорбционным методом были определены содержания ряда литофильных, сидерофильных и халькофильных элементов, входящих как элементы-примеси, в структуру хромшпинелидов и силикатов, так и как минералообразующие в акцессорных минералах (табл. 3.14).

Таблица 3.14

Содержания микроэлементов в различных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд (Au, Ag в мг/т, остальные г/т)

	№ п/п	№ образца	Ni	Co	V	Cu	Zn	Mn	Au	Ag
		PM	1960	105	82	30	55	1045	1	8
I	1	BC-311	213	63	11	2,7	36	349	28	28
	2	K-50	1950	84	24	20	63	1080	6,6	50
	3	K-95/5	2290	96	25	14	44	956	5,8	30
	4	BC-45	1820	92	57	12	115	504	4,2	58
	5	BC-70	2450	98	18	3,1	45	943	7,3	19,33
	6	BC-195	434	40	1130	3,6	23	895	14	140
		<i>среднее</i>	<i>1526,17</i>	<i>78,83</i>	<i>27</i>	<i>9,23</i>	<i>54,33</i>	<i>787,83</i>	<i>10,98</i>	<i>54,22</i>
		<i>ст откл</i>	<i>961,26</i>	<i>22,89</i>	<i>17,68</i>	<i>7,19</i>	<i>32,46</i>	<i>290,63</i>	<i>8,99</i>	<i>44,46</i>

Продолжение табл. 3.14

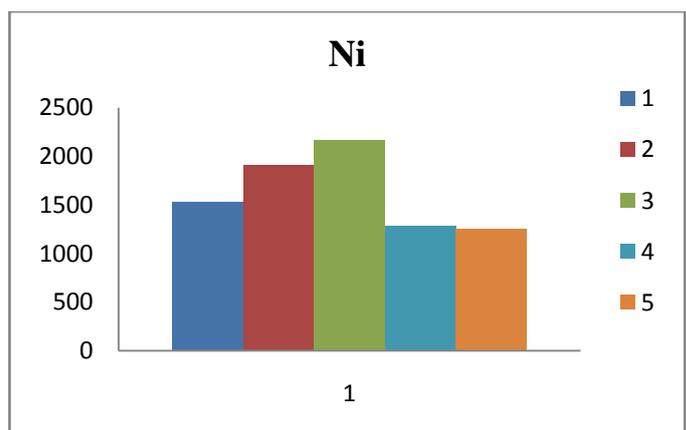
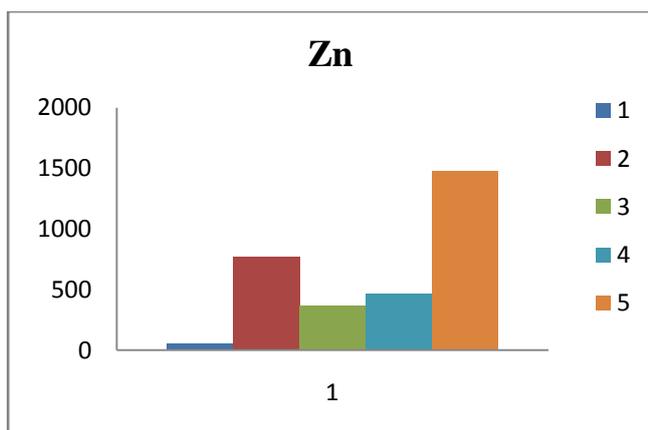
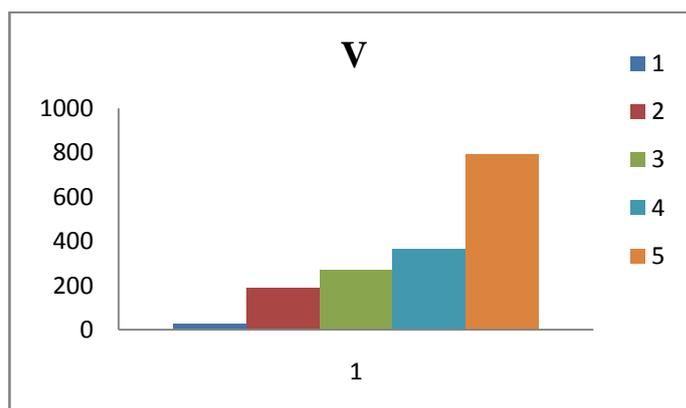
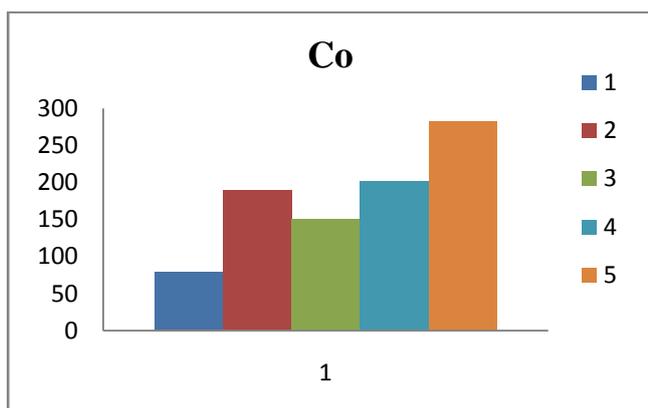
	№ п/п	№ образца	Ni	Co	V	Cu	Zn	Mn	Au	Ag
II	7	OK-37	1530	236	410	9,4	940	1990	13	32
	8	BC-159	2120	189	142	8,5	729	1980	21	100
	9	BC-37	2280	237	122	6	723	2220	12	37
	10	K-93	2420	148	130	5,3	208	1100	65	50
	11	BC-161	1420	152	249	102	1370	3810	4,2	700
	12	K-30	1730	173	84	122	623	1160	6	88
		<i>среднее</i>	<i>1916,67</i>	<i>189,17</i>	<i>189,5</i>	<i>7,3</i>	<i>765,5</i>	<i>2043,33</i>	<i>20,2</i>	<i>167,83</i>
		<i>ст откл</i>	<i>414,18</i>	<i>39,54</i>	<i>121,36</i>	<i>1,96</i>	<i>382,13</i>	<i>982,79</i>	<i>22,73</i>	<i>262,16</i>
III	13	BC-236	1980	196	392	19	653	1460	6,6	99
	14	BC-237	2130	130	250	28	213	1070	4,3	51
	15	BC-330	2380	126	157	9	237	1080	3,4	15
		<i>среднее</i>	<i>2163,33</i>	<i>150,67</i>	<i>266,33</i>	<i>18,67</i>	<i>367,67</i>	<i>1203,33</i>	<i>4,77</i>	<i>55</i>
		<i>ст откл</i>	<i>202,07</i>	<i>39,31</i>	<i>118,35</i>	<i>9,5</i>	<i>247,4</i>	<i>222,34</i>	<i>1,65</i>	<i>42,14</i>
IV	16	BC-52	148	23	356	33	884	2020	5,9	40
V	17	BC-17	1150	291	83	11	1290	5190	3,5	56
	18	BC-19	860	283	696	7,6	661	2270	13	50
	19	BC-50	1420	173	564	8,7	366	1520	1	24
	20	K-83	1750	161	379	12	250	1530	18	13
	21	BC-69	794	194	11	3,7	75	622	15	86
	22	BCB-1Б	1760	106	442	6	160	1000	2	24
		<i>среднее</i>	<i>1289</i>	<i>201,33</i>	<i>362,5</i>	<i>8,17</i>	<i>467</i>	<i>2022</i>	<i>8,75</i>	<i>42,17</i>
		<i>ст откл</i>	<i>424,24</i>	<i>72,5</i>	<i>268,36</i>	<i>3,1</i>	<i>451,7</i>	<i>1649,02</i>	<i>7,43</i>	<i>27,15</i>
VI	23	XH-60	1040	297	657	128	1240	1560	7,6	26
	24	BC-125	1590	247	568	6,4	1780	1800	3,8	24
	25	OK-13	1070	167	1040	8	706	2460	3,1	11
	26	OK-14	1010	232	1100	6	1700	2530	2,6	32
	27	OK-15	1030	354	1130	9	1527	2210	32	26
	28	BCB-14	2120	745	548	8	6700	5660	н.д	н.д
	28	BCB-16	1070	408	1040	4	2400	3440	12	4,8
	29	BCB-21	4400	605	406	28	4300	4800	33	19
	30	K-61	1170	493	910	18	4360	4340	4,6	41
	31	BC-65	1320	211	1420	4	431	1340	4,8	14
	32	BC-4	1600	380	471	14	1650	2480	12	48
		33	K-80	1990	154	581	6,1	346	1200	22
	34	OK-38	1330	174	1010	8,3	322	1020	26	7,2
	35	OK-39	1200	181	992	6,1	372	1140	0,82	7
	36	BC-349	1080	189	989	13	484	1540	12	30
	37	BC-8	1150	415	407	7,6	2180	9540	7	38
	38	BC-191	1060	231	102	12	961	2610	7,37	95,33
	39	BC-192	1180	192	606	33	540	1830	4,8	150
	40	K-28	1010	211	860	9,1	1220	19400	15	230
	41	K-34	1290	176	913	5,3	319	1030	3,6	16
	42	K-35	1210	187	888	2,6	390	1220	180	46
	43	K-43	1160	178	1020	4,8	314	1140	13	30

Окончание табл. 3.14

	№ п/п	№ образца	Ni	Co	V	Cu	Zn	Mn	Au	Ag
	44	BC-66	1040	172	549	9,6	608	2100	3,8	86
	45	OK-9	1050	169	774	6	563	1420	2,6	11
		<i>среднее</i>	<i>1250,87</i>	<i>282</i>	<i>790,87</i>	<i>18,57</i>	<i>1475,54</i>	<i>2539,57</i>	<i>10,61</i>	<i>43,62</i>
		<i>ст откл</i>	<i>302,31</i>	<i>155</i>	<i>301,44</i>	<i>7,43</i>	<i>1592,4</i>	<i>1976,73</i>	<i>9,55</i>	<i>52,96</i>

Примечание: I - бедновкрапленные, II - прожилковые, III - полосчатые, IV - рябчиковые, V - густовкрапленные, VI – массивные; РМ – концентрации элементов в примитивной мантии по McDonough (McDonough, 1995). Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитики Букреева Л.Н., Au, Ag – Ильина В.Н.)

Изучены закономерности их распределения в различных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд. Далее рассмотрим особенности микроэлементного состава по элементам:



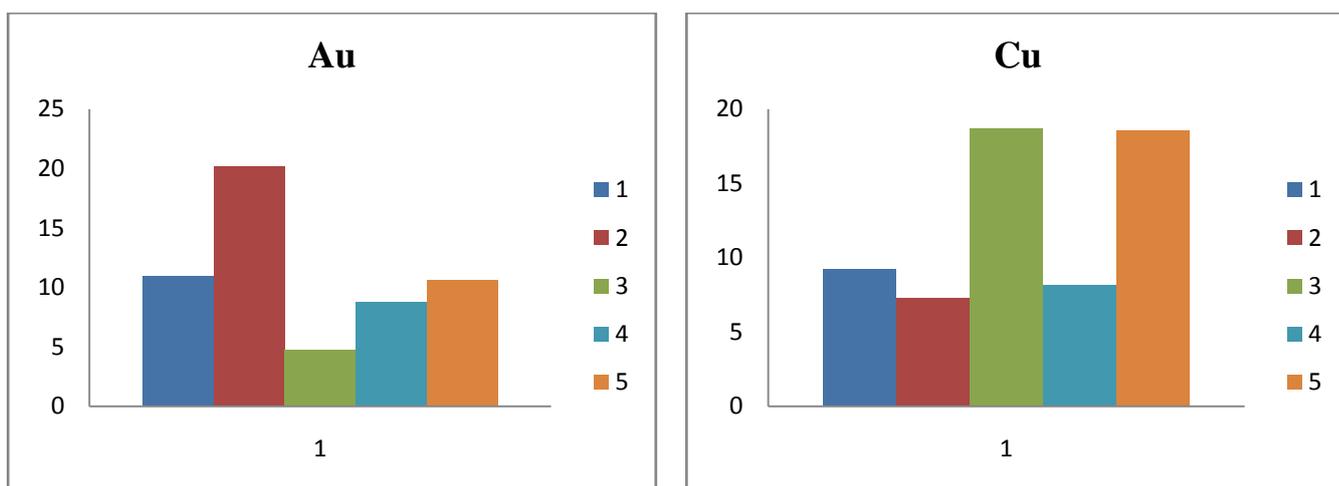


Рис. 3.4 Распределение микроэлементов (в г/т, Au – в мг/т) в различных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд (по данным табл. 3.14). Условные обозначения: 1 – редковкрапленные, 2 – прожилковые, 3 – полосчатые, 4 – густовкрапленные, 5 – массивные.

Ni - содержание этого элемента в дунитах и гарцбургитах Ильчирского комплекса составляет около 2000÷2400 г/т (Анциферова, 2006). В рудах Ni распределен неравномерно. Этот элемент входит как в состав силикатов (оливин), так и образует собственные минералы в ходе поздних магматических и постмагматических процессах: пентландит $(Ni, Fe)_9S_8$, аварунит Ni_3Fe , хизлевудит Ni_3S_2 , орселит Ni_5As_2 , шэндит $(Ni,Fe)_3 Pb_2S_2$. Незначительная доля Ni присутствует также в некоторых минералах платиновой группы (МППГ).

В редковкрапленных рудах содержание этого элемента варьирует 213 ÷ 2450 г/т. Такой широкий разброс значений обусловлен различной степенью изменения породы, при серпентинизации Ni не входит в структуру серпентина, но он может входить в хромшпинелид при замещении последнего магнетитом. Другой важный фактор это присутствие собственных более поздних никелевых фаз - сульфиды и сульфоарсениды различного состава. В прожилковых рудах концентрации Ni выше, чем в редковкрапленных, что вероятно связано с большей степенью серпентинизации и измененностью хромшпинелидов. В сплошных рудах содержание Ni ниже, чем в редковкрапленных (1010 ÷ 2120 г/т), лишь в одном образце отмечается аномально высокие концентрации Ni (4400 г/т), что обусловлено широким развитием в этом образце собственных минералов Ni. Величина стандартного отклонения в сплошных рудах также меньше, чем в редковкрапленных. В целом о геохимии Ni в хромитовых рудах можно сказать следующее: максимальные содержания Ni наблюдаются в редковкрапленных рудах, средние содержания составляют 1528 г/т. С уменьшением доли силикатов в составе пород содержание Ni уменьшается в ряду редковкрапленные → густовкрапленные → сплошные руды (табл. 3.14). Хотя довольно высокие значения величины стандартного отклонения не позволяют делать вывод, о каких либо значимых различиях для разных типов руд.

Co, V, Zn, Mn - распределение этих элементов в хромититах неоднородно. Минимальные средние их содержания установлены в редковкрапленных рудах. Они приблизительно соответствуют содержанию этих элементов в ультрабазитах Ильчирского комплекса, за исключением Zn (32÷71 г/т в гарцбургитах и дунитах (Анциферова, 2006). Содержание этих элементов увеличивается от редковкрапленных к сплошным рудам, при этом стандартное отклонение также увеличивается в этом ряду. В особенности увеличение величины стандартного отклонения явно выражено для элементов *Zn, Mn* в густовкрапленных и сплошных рудах. Гидротермальное изменение хромшпинелидов приводит к увеличению содержаний в них Zn, Mn. Следует отметить, что для ультрабазитов большинства офиолитовых комплексов характерны крайне низкие концентрации Zn (0 – 20 г/т), лишь в редких случаях отмечаются повышенные (70 - 85 г/т) концентрации этого элемента (ультрабазиты Корякского нагорья) (Магматические... ,1988). Ультрабазиты офиолитов Оспино-Китойского и Харанурского массивов содержат повышенные концентрации Zn, что является геохимической особенностью как ультрабазитов, так и связанных с ними хромититов рассматриваемых массивов. Очевидно, что обогащение хромшпинелидов Zn связано с поздними постмагматическими и низкотемпературными преобразованиями части хромититов, но это значит, что Zn был в системе, хотя это не характерный элемент для ультраосновных пород и хромититов, в том числе офиолитовых комплексов.

Cu, Au, Ag - содержание этих элементов не зависит от доли хромита в породе (табл. 3.14). Максимальные содержания Au (41,74 мг/т) отмечаются в прожилковых рудах. Практически, во всех образцах этого типа руд силикатная часть представлена серпентином и хлоритом. Характерной особенностью для всех изученных хромититов является повышенные содержания Ag (40÷159 мг/т), особенно в прожилковых, метасоматически измененных рудах. При минералогических исследованиях были обнаружены соединения Cu с ЭПГ, а также с Au, хотя корреляция между содержаниями Cu и Au в породах и рудах не выявлена. По-видимому, это связано с тем, что в ультрабазитах и хромититах эти элементы в основном находятся в собственных, более поздних минералах (сульфидах Cu, Ag, Au⁰, Au-Ag) образовавшихся на гидротермальной стадии, и количество которых в ультрабазитах и хромититах весьма незначительно.

При высоком содержании Ni, Cu, Zn, и большом содержании низкотемпературных минералов Ni широко развиты разнообразные низкотемпературные ассоциации минералов ЭПГ, с преобладанием Os, Ir, Ru содержащих платиноидов.

3.3.2 Распределение редких (литофильных, высокозарядных, РЗЭ) элементов в хромититах

Определенный интерес для оценки условий формирования ультрабазитов и поведения редких элементов в процессе рудообразования представляют две группы элементов: I - крупноионные литофильные мобильные элементы LILE: Cs, Rb, Ba, Sr; и II - высокозарядные HFSE, наименее подвижные - Hf, Zr, Nb, Ta, Y. Аномалии I группы элементов указывают на флюидный режим и коровую контаминацию, аномалии II группы элементов связываются с особенностями эволюции исходных магм (Скляр, 2001).

Для перидотитов офиолитовых комплексов характерен положительный наклон в области немобильных совместимых элементов и TR_Y (редкие земли иттриевой группы), в то же время они должны быть обеднены и TR_{Ce} (редкие земли Ce группы) (Магматические ..., 1988; Parkinson, Pearce, 1998).

В средневкрапленных хромититах (Харанурский массив), густовкрапленных и массивных (Оспино-Китойский массив) методом ICP-MS (прил. I, таб. 6), и в хромшпинелидах в тех же образцах методом LA ICP-MS были определены содержания редких элементов: LILE, радиоактивных Th, U и HFSE (таб. 3.15).

Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах Оспино-Китойского массива характеризуется обогащением LREE и некоторыми другими элементами и постепенное уменьшение к HREE (Анциферова, 2006).

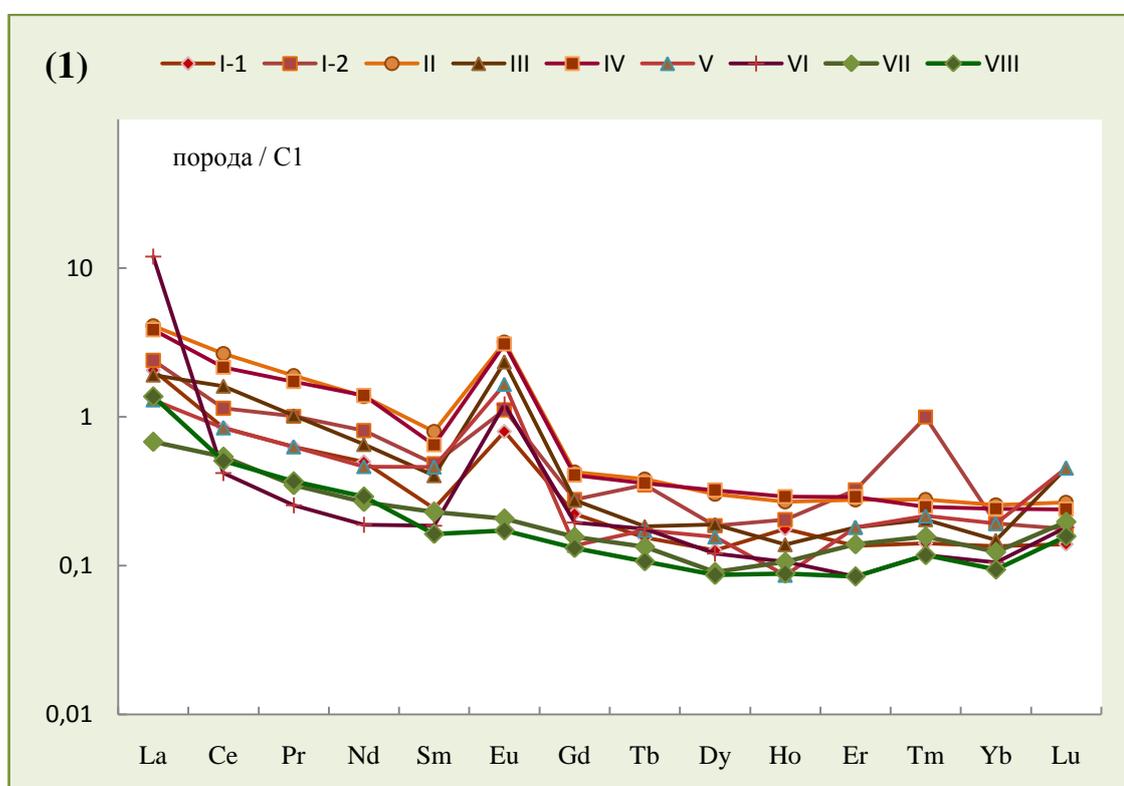
Распределение РЗЭ в хромититах Оспино-Китойского массива (рис. 3.5-1) нормированные на хондрит C1, довольно схожи с таковыми в гарцбургитах Оспино-Китойского массива, однако хромититы в большей степени (на порядок) обогащены LREE, другой отличительной особенностью распределения РЗЭ в хромититах – положительная аномалия по Eu. При сравнении с кривыми распределения РЗЭ в хромититах Войкаро-Сыньинского массива (Вахрушева и др. 2006) выявлено, что саянские высокохромистые хромититы по Eu положительной аномалии сходны с глиноземистыми хромититами Войкаро-Сыньинского массива, а высокохромистые хромититы Войкаро-Сыньинского массива напротив имеют отрицательную аномалию по Eu. Уровень концентраций РЗЭ во всех сравниваемых хромититах приблизительно одинаков. Сравнение кривых распределения РЗЭ в хромититах Калнинского массива (Западный Саян) (Еханин, 2010) показало отсутствие в последних Eu аномалии (рис. 3.5-1).

Суммарное содержание РЗЭ в густовкрапленных и сплошных хромититах $0,9 \div 5,5$ г/т, минимальные содержания в хромититах Хушагольского участка и максимальные содержания установлены в хромититах участка Зун Оспа – Ильчир (прил. I, таб. 6). В рудовмещающих ультрабазитах содержание РЗЭ выше, чем в хромититах, что вполне закономерно.

Распределение РЗЭ в средневкрапленных хромититах Харанурского массива (рис. 3.5-2)

немного отличаются от их распределения в хромититах Оспино-Китойского массива. Это обусловлено двумя факторами: 1) большая доля силикатной составляющей (30 - 50 об.% силикатной составляющей); 2) присутствие в хромититах минералов-концентраторов РЗЭ и редких элементов (церианит, уранинит-торианит, монацит, бадделиит) и минералов-носителей (силикаты).

В рудовмещающих гипербазитах, в отличие от хромититов наблюдается, четко выраженная отрицательная аномалия по Eu (рис. 3.5-3). "Пилообразная" форма кривых, наблюдаемая в некоторых образцах, связана с наложенными вторичными изменениями и искажением реальной картины распределения. Повышенные содержания HREE, связаны с присутствием минералов-концентраторов в ультрабазитах. Повышенное содержание Nb относительно его содержания в других перидотитах, обусловлено, по-видимому, присутствием ильменита.



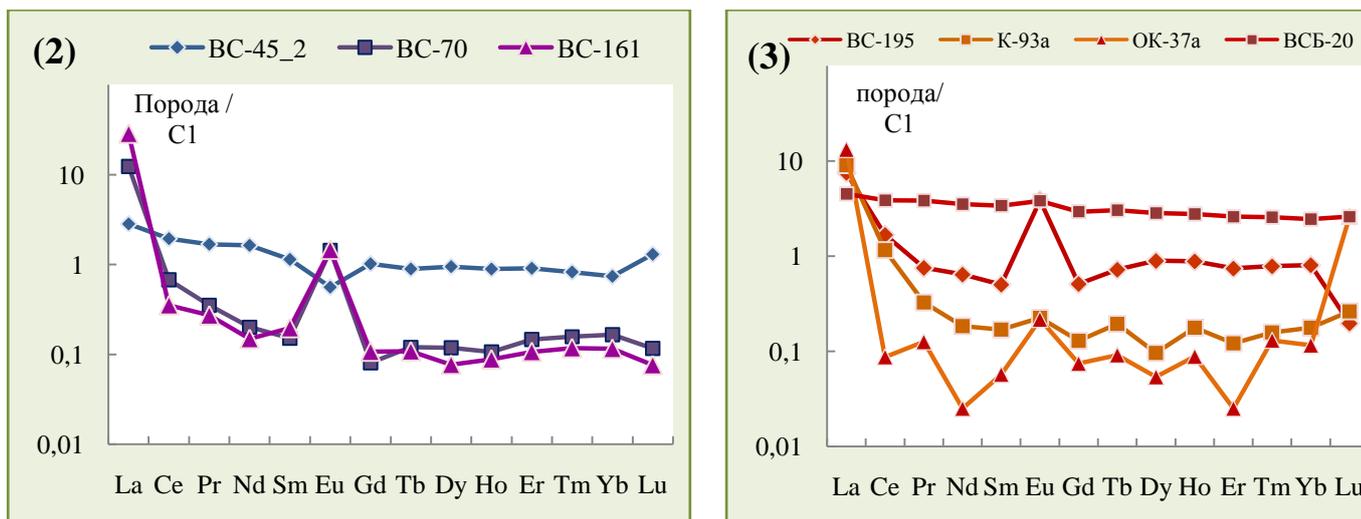


Рис. 3.5 Распределение РЗЭ в хромититах (средние содержания): (1) густовкрапленные, массивные Оспино-Китойского массива, *Северная ветвь* - Зуносинский участок: I.1 – Харьх, I.2 – Харьх, обр. ОК-14, II – водораздел Зун Оспа – Ильчир; III – Ильчирский участок; *Южная ветвь* – Хушагольский участок: IV – руч. Змеевикový, V – р. Хуша-гол; VI – массив Улан-Сарьдаг; VII, VIII – густовкрапленные хромититы Калнинского массива по данным (Еханин, 2010); (2) средневкрапленные хромититы Харанурского массива; (3) – рудовмещающие перидотиты (по данным табл. 6, прил. I).

Мультиэлементные спектры густовкрапленных и сплошных хромититов Оспино-Китойского массива, нормированные на примитивную мантию, показывают сходство с мультиэлементными спектрами перидотитов Оспинского массива (Анциферова, 2006) и имеют следующие особенности (рис. 3.6, а ÷ д):

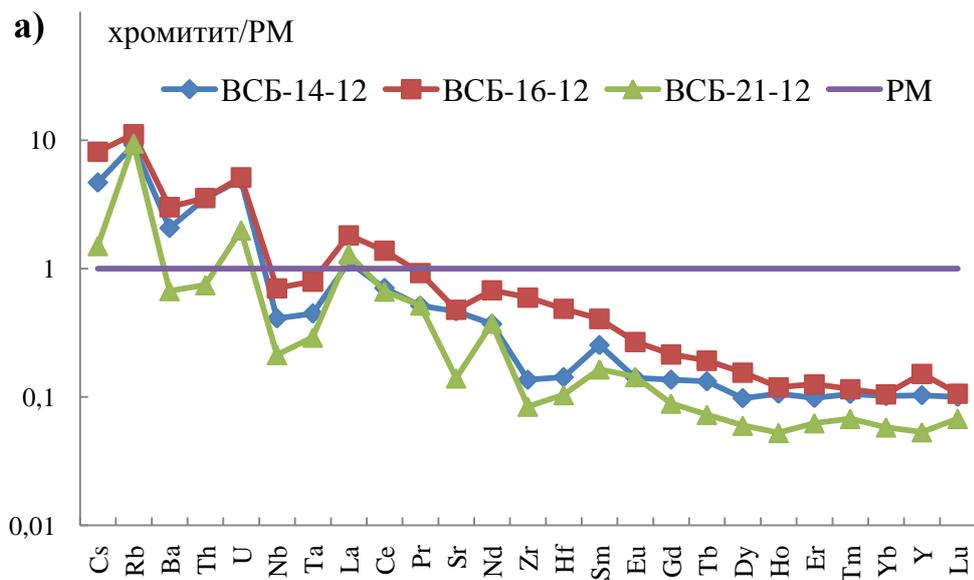
- а) обогащение LILE элементами, в особенности Rb, U и легкими лантаноидами;
- б) для элементов Ba, Sr, Nb, Ta характерен отрицательный наклон, который наблюдается на всех кривых распределения; существенных различий по распределению редких элементов в хромититах из различных участков Северной и Южной ветвей не выявлено, кривые скорее отличаются по отдельным образцам, в зависимости от степени их изменения и присутствия, либо отсутствия минералов-концентраторов редких элементов. Наличие явно выраженной Sr отрицательной аномалии в одном из образцов хромитита (Ильчирский участок) вероятно связано с входением Sr в такие минералы как амфибол, тальк, присутствующее в образце.

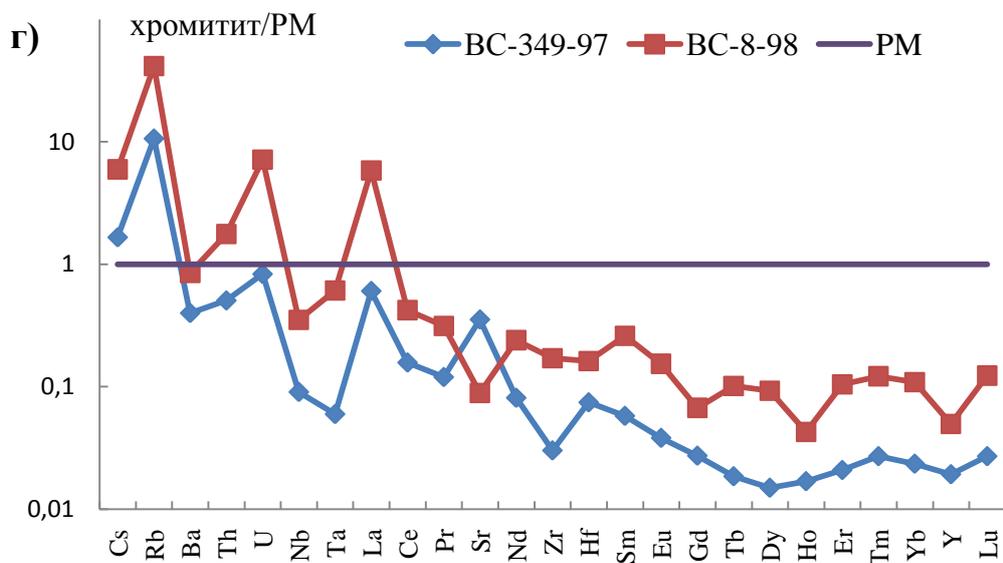
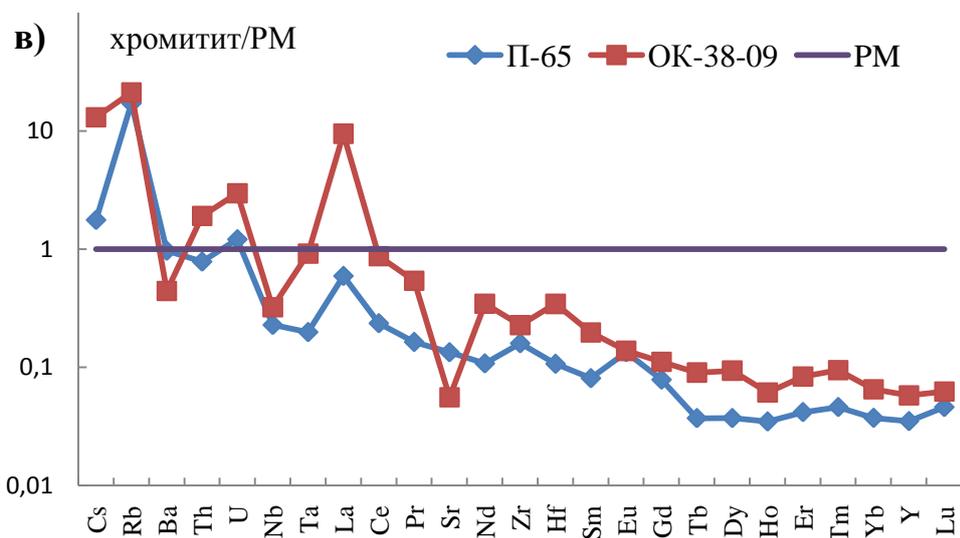
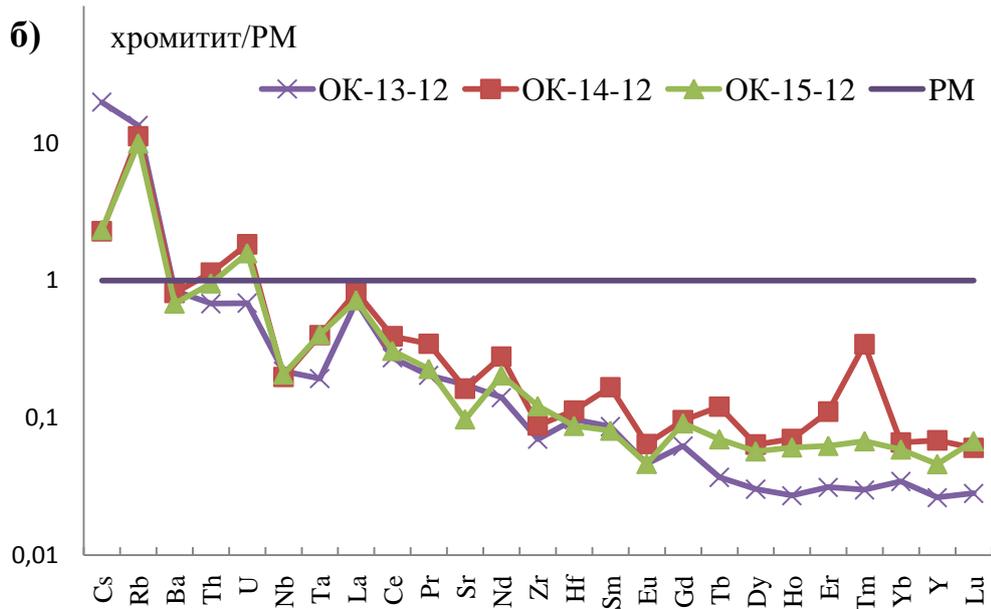
Для средневкрапленных хромититов Харанурского массива наблюдается "пилообразная" форма распределения редких элементов (рис. 3.6е), что связано как это уже упоминалось ранее с большей долей силикатов и соответственно большими вариациями в содержаниях LILE и LREE элементов.

Для хромититов и рудовмещающих ультрабазитов была проведена оценка некоторых отношений немобильных редких элементов. Наиболее информативными, отражающие некоторые характерные черты пород оказались отношения Zr/Hf , Nb/Th . Для всех пород, как перидотитов, так и хромититов первое отношение составляет $1 \div 3$. Оно отражает особенности мантийного источника для этих пород. Менее однородно отношение Zr/Nb , которое изменяется в пределах значений $3 \div 7$, хотя в некоторых достигает 13 (**прилож. I, таб. 6**).

С использованием отношений $(Nb/Th - Zr/Nb)$ была построена тектоническая дискриминационная диаграмма, на которой наши породы тяготеют к полю островодужной обстановки (**рис. 3.7**).

Положительные аномалии LILE элементов могут быть связаны с наложенными процессами – флюидной проработкой. Показано, что SSZ перидотиты из офиолитовых комплексов часто обнаруживают обогащение LILE и LREE, что связывают с воздействием флюида или расплава из субдуцирующего слэба (Горнова М.А., 2011; Pagé, Bédard, 2009), хотя источник флюида может быть разный (эндогенный и экзогенный).





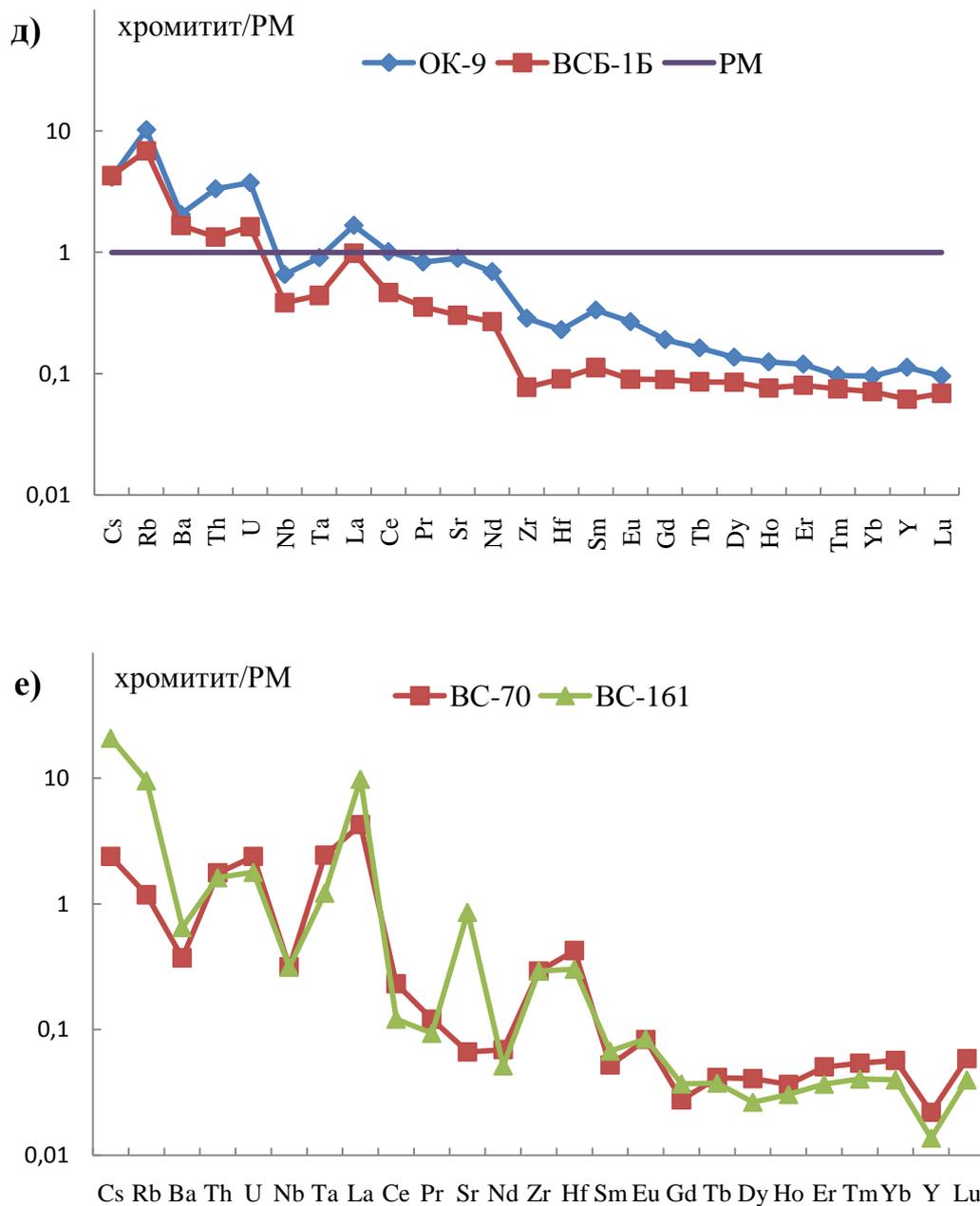


Рис 3.6 Мультиэлементные спектры хромититов, нормированные на примитивную мантию (Sun, Shen.-Su., 1982; McDonough, Sun, 1995): (а – в) – хромититы Северной ветви: а) – водораздел Зун-Оспа – Ильчир, б) г. Харьк, в) – Ильчирский участок; (г, д) – хромититы Южной ветви: г) – Хуша-Гол, д) руч. Змеевиковый; е) вмещающие ультрабазиты. Графики составлены по данным **прил. I, табл. 6.**

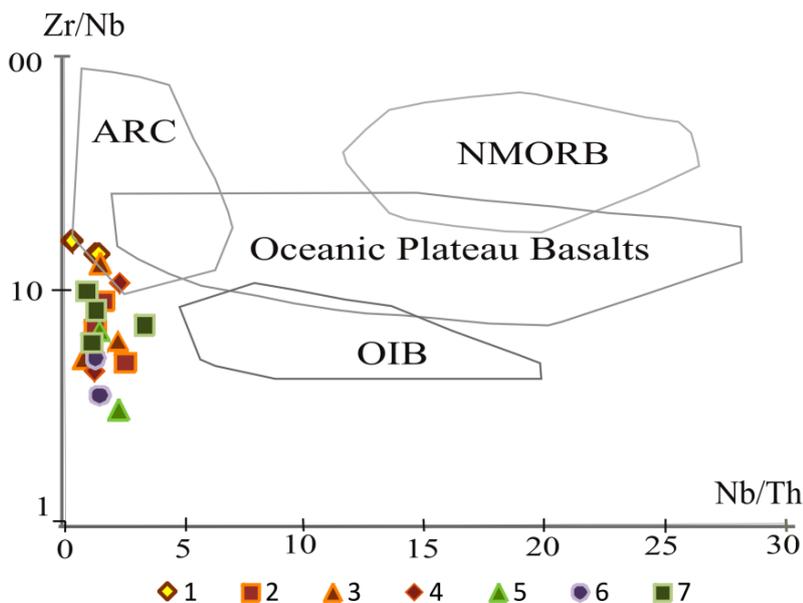


Рис. 3.7 Дискриминационная диаграмма отношений (Nb/Th – Zr/Nb) (Mondal and Zhou, 2010)

Условные обозначения: хромититы: 1 – Харанурский участок; Зуноспинский участок: 2 – Харь, 3 – водораздел Зун-Оспа – Ильчир; 4 – Ильчирский участок; Хушагольский участок: 5 – руч. Змеевикový, 6 – Хуша-гол; 7 – рудовмещающие перидотиты (по данным прил. I, табл. 6).

3.3.3 Распределение редких элементов в хромшпинелидах

Методом LA ICP-MS были измерены концентрации редких и редкоземельных элементов непосредственно в хромшпинелидах. К сожалению концентрации РЗЭ в хромшпинелидах низкие, близкие к пределу обнаружения, в связи с этим говорить о распределении РЗЭ не представляется возможным.

В хромшпинелидах выявлены следующие особенности:

- а) хромшпинелиды имеют более низкие концентрации LILE, чем хромититы; то есть в хромититы по-видимому вносит вклад минералогический контроль (присутствие минералов, способных концентрировать редкие элементы);
- б) в хромшпинелидах более выраженная отрицательная аномалия по Sr;
- в) хромшпинелиды имеют аналогично хромититам положительную аномалию по Rb;
- г) информативным является отношение Zr/Nb (немобильные в водной среде элементы), отношения этих элементов в хромититах и хромшпинелидах приблизительно одинаковы, хотя в хромититах это отношение немного выше, чем в хромшпинелидах соответствующих образцов, что по-видимому связано с присутствием в хромититах акцессорных фаз, содержащих эти элементы. Стоит отметить Zr/Nb в хромшпинелидах из южной ветви несколько ниже (табл 3.15).

HFSE элементы могут замещать Ti^{4+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} . Форма вхождения LILE и РЗЭ элементов скорее всего неструктурная, обусловленная поверхностной абсорбцией. При нахождение

элементов в форме неструктурной примеси элементы-примеси сосредоточены не непосредственно в кристаллической решетке минерала (в данном случае хромшпинелида), а в различных ее макродефектах. Также они могут быть абсорбированы на стенках микротрещин минералов зерен и их внешней поверхности. Неструктурные примеси отражают более поздние процессы, например воздействие поздних эндогенных и экзогенных флюидов (Скублов, 2005; Леснов, 2009; Suzuki, 1987).

Таблица 3.15

Содержание редких элементов в хромшпинелидах (г/т)

№ п/п	Образец	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Zr	Hf	Y	Zr/Nb
1	ХН-60	0,03	2,62	0,17	0,007	0,009	0,22	0,003	0,20	0,87	0,02	0,015	0,25
2	ВС-64	0,05	2,48	1,02	0,02	0,117	0,28	0,003	0,21	1,20	0,02	0,06	0,28
3	ВС-52	0,04	2,06	0,1	0,005	0,003	0,27	0,001	0,13	0,71	0,01	0,005	0,17
4	ОК-13	0,03	0,31	0,40	0,003	0,002	0,16	0,001	0,20	0,61	0,02	0,014	0,25
5	ВС-334	0,03	1,46	0,13	0,007	0,002	0,25	0,001	0,10	0,37	0,01	0,005	0,1
6	ВСБ-16	0,09	2,49	8,47	0,113	0,066	0,20	0,00	1,66	1,14	0,04	0,09	0,36
7	ВСБ-21	0,04	0,39	0,96	0,016	0,016	0,22	0,002	0,22	1,75	0,07	0,03	0,51
8	К-61	0,03	3,60	1,82	0,03	0,062	0,25	0,003	0,79	1,04	0,01	0,14	0,27
9	ОК-9	0,05	0,3	0,11	0,027	0,003	0,22	0,001	0,1	0,54	0,01	0,007	0,16
10	ВСБ-1Б	0,07	0,51	0,1	0,002	0,011	0,27	0,001	0,1	0,72	0,01	0,005	0,17
11	К-34	0,03	0,3	0,1	0,010	0,003	0,22	0,001	0,1	0,37	0,01	0,005	0,1
12	К-35-09	0,03	0,3	0,1	0,006	0,001	0,25	0,001	0,1	0,34	0,01	0,005	0,1
13	ВС-17	0,03	0,31	0,1	0,002	0,002	0,19	0,001	0,1	0,25	0,01	0,005	0,1
14	ВС-8	0,01	0,3	0,33	0,002	0,013	0,13	0,002	0,1	0,19	0,01	0,01	0,1
15	ВС-349	0,04	0,3	0,1	0,002	0,004	0,26	0,001	0,1	0,45	0,01	0,005	0,11
16	ВС-9	0,02	0,3	0,54	0,001	0,002	0,09	0,001	0,79	0,16	0,01	0,005	0,11
17	ВС-68	0,03	0,3	0,1	0,035	0,013	0,28	0,001	0,1	0,34	0,01	0,005	0,1
18	ВС-69	0,03	0,3	0,1	0,006	0,003	3,33	1,24	0,1	2,04	0,87	0,04	0,04
19	Бок-3	0,03	1,06	0,1	0,001	0,002	0,29	0,001	0,1	0,44	0,01	0,005	0,1
20	УС-5	0,02	0,3	0,1	0,002	0,002	0,13	0,001	0,1	0,13	0,01	0,005	0,06
	Пред обнаруж.	0,02	0,3	0,1	0,001	0,001	0,05	0,001	0,1	0,08	0,01	0,005	

Примечание: анализы хромшпинелидов из участков: северная ветвь - 1÷3 - Харанурский; 4 - Харь; 5 - Зун Оспа; 6, 7 - Зун Оспа - Ильчир; 8 - Ильчир; южная ветвь - 9, 10 - Змеевикový; 11÷16 - Хуша гол; 17, 18 – Горлык-Гол-Дабан-Жалга; 19 - Усть-Боксон; 20 - Улан-Сарьдаг. Серым выделены содержания близкие к уровню предела обнаружения. Анализы выполнены методом LA ICP-MS, в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, точность определений РЗЭ 15 - 20% (аналитик Палесский С.И.)

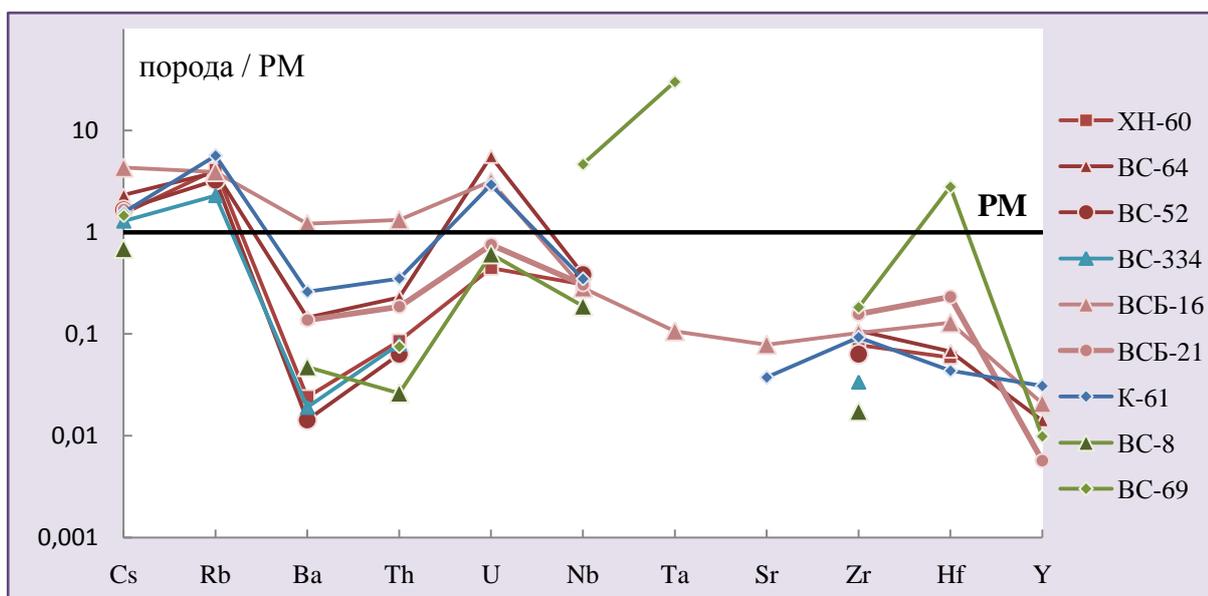


Рис. 3.8 Распределение редких элементов в хромшпинелидах. *Образцы:* XH-60, BC-64, BC-52 - Харанурский участок; BC-334, ВСБ-16, ВСБ-21 - Зуноспинский участок; К-61 - Ильчирский участок; BC-8, BC-69 - Хушагольский участок (по данным табл.3.15).

3.3.4 Корреляционный анализ

Для выявления корреляционных связей между различными группами элементов: LILE, HFSE, PЗЭ, ЭПГ, сидерофильных и халькофильных элементов при помощи компьютерной программы Statistica 6.0 был проведен корреляционный анализ в густовкрапленных и сплошных хромитовых рудах (как преобладающих текстурных разновидностей). Объем выборки к сожалению небольшой, вследствие этого к достоверности результатов нужно подходить осторожно. Тем не менее, использование программы позволило установить значимые коэффициенты корреляции (при $p < 0,05$). Значимые для данного уровня, коэффициенты корреляции приведены в табл. 3.16. В целом следует отметить следующее: ЭПГ не имеет корреляционных связей с PЗЭ, LILE, HFSE (либо объем выборки не позволяет их установить). В то же самое время ЭПГ имеют значимую корреляционную связь ($r > 0,9$) с Ni, Cu, в меньшей степени Zn (табл 3.16). При высоком содержании этих элементов в хромититах наблюдаются повышенные концентрации ЭПГ. Эти данные также подтверждаются минералогией, о чем будет говориться далее.

Таблица 3.16

Корреляционный анализ микроэлементов, редких, РЗЭ и ЭПГ

	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Zr	Hf	Y	Ti	Sc	Ni	Co	V	Cu	Zn	Mn	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
Rb	1	-0,1	0,2	0,7	0,1	0,4	-0,4	0	0,1	-0,1	0,6	0,2	-0,2	0	-0,4	-0,3	-0,1	0,7	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3
Ba	-0,1	1	0,8	0,5	0,9	0,4	0,7	0,9	0,7	0,9	-0,1	-0,6	-0,2	0,3	0,1	-0,4	0,3	0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2
Th	0,2	0,8	1	0,7	0,9	0,8	0,5	0,9	0,9	0,9	0,2	-0,3	-0,2	0,2	0	-0,4	0,2	0,2	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3
U	0,7	0,5	0,7	1	0,7	0,7	0,1	0,6	0,6	0,6	0,6	0,1	-0,1	0,4	-0,5	-0,2	0,4	0,8	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1
Nb	0,1	0,9	0,9	0,7	1	0,7	0,5	0,9	0,9	0,9	0,1	-0,4	-0,2	0,3	0	-0,4	0,3	0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2
Ta	0,4	0,4	0,8	0,7	0,7	1	0,1	0,7	0,9	0,7	0,3	0,1	-0,2	0,1	-0,1	-0,3	0	0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3
Sr	-0,4	0,7	0,5	0,1	0,5	0,1	1	0,6	0,4	0,6	-0,3	-0,3	-0,2	0	0,2	-0,2	0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,15	-0,1	-0,1
Zr	0	0,9	0,9	0,6	0,9	0,7	0,6	1	0,9	0,9	0	-0,5	-0,2	0,2	0,1	-0,4	0,2	0,1	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	-0,3
Hf	0,1	0,7	0,9	0,6	0,9	0,8	0,4	0,9	1	0,9	0,1	-0,3	-0,2	0,1	0,1	-0,4	0,1	0	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2
Y	-0,1	0,9	0,9	0,6	0,9	0,6	0,6	0,9	0,9	1	0,1	-0,4	0	0,4	0	-0,2	0,4	0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Ti	0,6	-0,1	0,2	0,6	0,1	0,3	-0,3	0	0,1	0,1	1	0,7	0,6	0,7	-0,8	0,50	0,7	0,8	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6
Sc	0,2	-0,6	-0,3	0,1	-0,4	0,1	-0,3	-0,5	-0,3	-0,4	0,7	1	0,6	0,3	-0,7	0,7	0,3	0,3	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6
Ni	-0,2	-0,2	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	0	0,6	0,6	1	0,7	-0,6	0,9	0,8	0,2	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Co	0,01	0,3	0,2	0,4	0,3	0,1	0	0,2	0,1	0,4	0,7	0,3	0,7	1	-0,7	0,6	0,9	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
V	-0,4	0,1	-0,1	-0,5	0	-0,1	0,2	0,1	0,1	0	-0,9	-0,7	-0,6	-0,7	1	-0,6	-0,7	-0,8	-0,7	-0,7	-0,7	-0,6	-0,6	-0,6
Cu	-0,3	-0,4	-0,4	-0,2	-0,4	-0,3	-0,2	-0,5	-0,4	-0,2	0,5	0,7	0,9	0,6	-0,6	1	0,7	0,2	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Zn	-0,1	0,3	0,2	0,4	0,3	0	0,1	0,2	0,1	0,4	0,7	0,4	0,8	0,9	-0,7	0,7	1	0,6	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Mn	0,7	0,1	0,2	0,8	0,2	0,1	-0,2	0,1	0	0,1	0,7	0,3	0,2	0,6	-0,8	0,2	0,6	1	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
Os	-0,2	-0,2	-0,3	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,2	-0,1	0,7	0,7	0,9	0,7	-0,7	0,9	0,8	0,3	1	1	1	0,9	0,9	0,9
Ir	-0,2	-0,2	-0,3	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,2	-0,1	0,6	0,7	0,9	0,7	-0,7	0,9	0,8	0,3	1	1	1	0,9	0,9	0,9
Ru	-0,2	-0,2	-0,3	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,2	-0,1	0,6	0,7	0,9	0,7	-0,7	0,9	0,8	0,3	1	1	1	0,9	1	0,9
Rh	-0,3	-0,2	-0,3	-0,2	-0,2	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2	0	0,5	0,6	0,9	0,7	-0,6	0,9	0,8	0,2	0,9	0,9	0,9	1	1	0,9
Pt	-0,3	-0,2	-0,3	-0,1	-0,2	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2	0	0,6	0,6	0,9	0,7	-0,6	0,9	0,8	0,2	0,9	0,9	1	1	1	0,9
Pd	-0,3	-0,2	-0,3	-0,1	-0,2	-0,3	-0,1	-0,3	-0,2	-0,1	0,6	0,6	0,9	0,7	-0,6	0,9	0,8	0,2	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1

ВЫВОДЫ:

1. На основании распределения химических параметров рудных хромшпинелидов установлен бимодальный состав хромититов, выделены две группы. *Хромититы I* сложены среднеглиноземистыми хромшпинелидами и представлены как в Северной, так и в Южной ветвях офиолитов. *Хромититы II* сложены низкоглиноземистыми хромшпинелидами и представлены только в Северной ветви офиолитов.
2. Минеральный состав и геохимические особенности хромитовых руд отражают сложную эволюцию рудного вещества и вмещающих гипербазитов от мантийных до коровых условий: процессы воздействия мантийных высокоуглеродистых щелочных флюидов, (авгит-диопсид-волластонит, амфиболы, апатит, касситерит; титаномагнетит, ильменит, циркон, биотит), процессы автометасоматоза, флюидная проработка пород и руд (обогащение LREE и другими несовместимыми элементами), ⁱ метаморфизм хромшпинелидов.
3. Концентрация микроэлементов, редких и РЗЭ элементов в хромититах зависит от формы вхождения этих элементов в рудах:
 - а) изоморфная примесь в хромшпинелидах или в силикатах;
 - б) объемное количество и минеральный состав силикатов в хромитовых рудах;
 - в) количество и минеральный состав акцессорной рудной минерализации, в том числе и присутствие минералов концентраторов РЗЭ, U, Th в хромититах.
4. Положительные аномалии LILE элементов вероятней всего связаны с наложенными процессами – флюидной проработкой (эндогенный, либо экзогенный источник) и вхождением в форме неструктурной примеси локализованных в микротрещинах и микровключениях в хромшпинелидах.

Защищаемое положение

Хромититы Северной и Южной ветвей офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна имеют бимодальные химические характеристики и образуют две группы. *Хромититы I группы* сложены среднеглиноземистыми хромшпинелидами и представлены как в Северной, так и в Южной ветвях офиолитов. *Хромититы II группы* сложены низкоглиноземистыми хромшпинелидами и представлены только в Северной ветви офиолитов.

Глава 4. ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

В хромитовых рудах Оспино-Китойского и Харанурского «массивов» атомно-абсорбционным и пробирно-масс-спектрометрическим с индуктивно связанной плазмой методами были определены концентрации ЭПГ и Au. Содержания ЭПГ определялись в различных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд, в том числе и редковкрапленных (табл. 4.1, рис. 4.4).

4.1 Распределение ЭПГ в ультрабазитах и редковкрапленных хромитовых рудах

Согласно литературным данным *примитивная мантия и шпинелевые лерцолиты* характеризуются субхондритовым (нефракционированным) распределением ЭПГ (Sun, Shen-Su, 1982; Lorand, 1989). *Отношения $(Pd/Ir)_N$, $(Pt/Ir)_N$* , в мантии и шпинелевых лерцолитах близки к хондритовым значениям (рис. 4.1а, б). *Отношения $(Ru/Ir)_N$* в примитивной мантии близки к 1, в шпинелевых лерцолитах намечается фракционирование, выражающееся в повышении концентрации Ru. Гарцбургиты офиолитовых комплексов имеют повышенные, относительно хондритов, $(Pd/Ir)_N$, $(Pt/Ir)_N$, $(Ru/Ir)_N$ отношения.

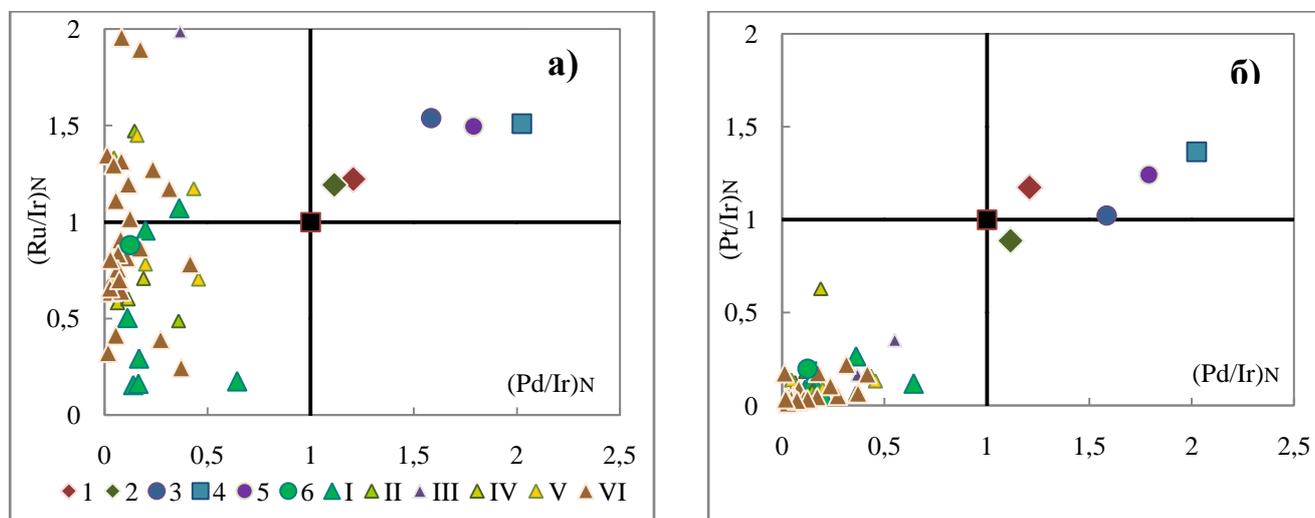


Рис. 4.1 Хондрит нормализованные отношения а) $(Pd/Ir)_N$ - $(Ru/Ir)_N$; б) $(Pd/Ir)_N$ - $(Pt/Ir)_N$. *Условные обозначения:* 1 – примитивная мантия (PM) (Sun, Shen-Su, 1982); 2 – шпинелевые лерцолиты (Stockman, 1982); (3) – гарцбургиты MOR, (4) – лерцолиты MOR, (5) – гарцбургиты SSZ (Aldanmaz et. al., 2012), MOR – срединно-океанические хребты, SSZ – супрасубдукционные обстановки; (6) – дунит (Leblanc, 1991); *структурно-текстурные разновидности хромитовых руд* Оспино-Китойского и Харанурского массивов: I - бедновкрапленные, II - средневкрапленные, III - рябчиковые, IV – полосчатые густовкрапленные, V - густовкрапленные, VI – массивные.

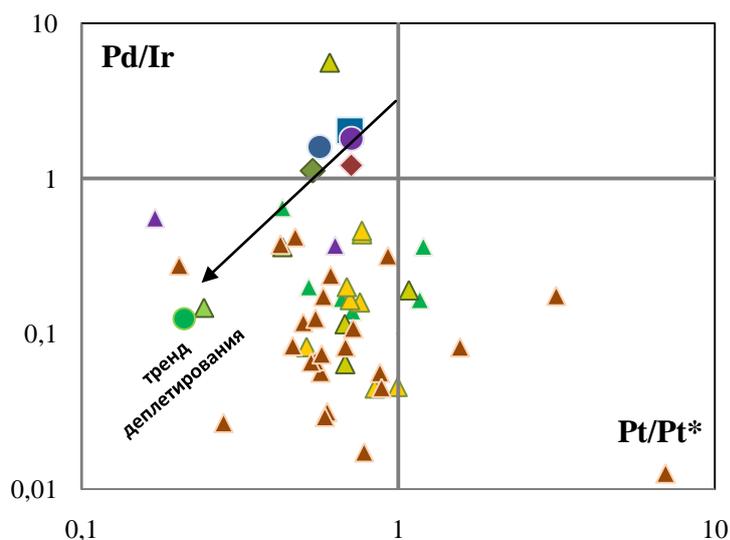


Рис.4.2 Зависимость величины платиновой аномалии Pt/Pt^* от величины Pd/Ir и тренд деплетирования (Garutti et al, 1997a).

$$Pt^* = 8,3 * \sqrt{[(Rh/1,6)*(Pd/4,4)]}$$

Условные обозначения аналогичны рис. 4.1

Гарцбургиты и дуниты из офиолитовых комплексов имеют фракционированное хондрит-нормированное распределение ЭПГ. Распределение ЭПГ в редковкрапленных хромитовых рудах Оспино-Китойского «массива» (рис. 4.4а) близко к их распределению в гарцбургитах и дунитах мировых офиолитовых комплексов. Для этих пород характерен отрицательный наклон кривых распределения на интервале от Ru → Rh, Pt и пологий положительный наклон на интервале Pt к Pd. Фигуративные точки редковкрапленных дунитов и других структурных разновидностей хромитовых руд Оспино-Китойского и Харанурского массивов на диаграмме зависимости отношений (Pd/Ir и Pt/Pt^*) образуют поле в нижней части диаграммы, близко к тренду деплетирования (рис. 4.2).

4.2 Распределение ЭПГ в различных структурно-текстурных типах хромитовых руд Оспино-Китойского и Харанурского массивов»

Для хромититов характерно крайне неравномерное распределение ЭПГ (Дмитриенко и др., 1985; Агафонов, 1994; Агафонов и др., 2005). Тем не менее, удалось выявить некоторые закономерности в различных структурно-текстурных типах хромититов. Было установлено, что закономерное увеличение содержания ЭПГ происходит от редковкрапленных к сплошным рудам (табл. 4.1, рис. 4.3), прежде всего, это касается тугоплавких ЭПГ (Os, Ir, Ru). Содержания Pt, Pd остаются приблизительно на одном уровне, за исключением нескольких образцов с повышенным содержанием Pt, Pd. В редковкрапленных рудах суммарное содержание ЭПГ составляет 144÷202 мг/т (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Содержание ЭПГ в хромитовых рудах Оспино-Китойского и Харанурского массивов (мг/т)

	№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	∑IPGE	∑PPGE	∑PGE	Pt/Ir	
I	1	BC-45	68,7	53,4	20	2	10	9	142,07	21	163,07	0,19
	2	BC-70	77,4	62,1	40	2	10	7	179,47	19	198,47	0,16
	3	BC-329	65,3	50	10	2	10	7	125,27	19	144,27	0,2
	4	BC-311	116	90	110	2	10	18	316,04	30	346,04	0,11
	5	BC-195	63,5	48,2	10	2	17	8	121,67	27	148,67	0,35
	6	K-50	59,1	43,8	60	2	22	16	162,87	40	202,87	0,5
	7	K-95/5	60	44,7	10	2	10	29	114,67	41	155,67	0,22
		<i>сред</i>	72,8	56	37,14	2	12,7	13,4	166	28	194	0,23
		<i>ст. откл</i>	20	17	37	0	5	8	74	13	86	0,3
II	8	BC-48-02	103,3	80	50	2	10	29	233,34	41	274,34	0,13
	9	BC-7-98	71	34	64	8	5	5	169	18	187	0,15
		<i>сред</i>	87,2	57	57	5	7,5	17	201,2	29,5	230,7	0,14
III	10	BC-52-02	66,5	51,2	130	8	16	19	247,67	43	290,67	0,31
	11	BC-53-02	18	9	110	27	6	5	137	38	175	0,67
		<i>сред</i>	42,2	30,1	120	17,5	11	12	192,3	40,5	232,8	0,5
IV	12	BC-236	63	47	35	5	11	3	145	19	164	0,23
	13	BC-237	37	26	20	3	9	3	83	15	98	0,35
	14	BC-50-02	18	21	19	11	25	4	58	40	98	1,19
	15	BC-64-02	13	5	14	6	16	28	32	50	82	3,2

Продолжение табл. 4.1												
		№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	∑IPGE	∑PPGE	∑PGE	Pt/Ir
		<i>сред</i>	51,9	36	61,9	9,3	11,7	12,5	149,8	33,4	183,3	0,3
		<i>ст. откл</i>	31,1	23,1	43,6	7,7	6	10,2	97,8	23,8	121,6	0,26
	16	BC-334-97	344,5	270	500	14	27	43	1114,51	84	1198,51	0,1
	17	BC-50-04	458,8	360	330	6	19	16	1148,75	41	1189,75	0,05
	18	K-83-09	118	88	150	11	23	4	356	38	394	0,26
	19	BC-19-98	103,3	80	120	10	24	35	303,34	69	372,34	0,3
	20	K-95/1-09	128,7	100	90	8	25	46	318,73	79	397,73	0,25
	21	BC-9-98	63	61	63	7	10	5	187	22	209	0,16
	22	BC-17-98	215,6	170	190	5	18	28	575,6	51	626,6	0,11
	23	BC-69-98	90,6	70	70	2	12	14	230,6	28	258,6	0,17
		<i>сред</i>	204,56	161,29	206,14	8,71	20,86	25,29	572	54,9	626,8	0,13
		<i>ст. откл</i>	146	113,4	156,3	3,1	5,8	17,3	415,6	26,2	441,8	0,05
	24	XH-60	148	160	130	11	14	5	438	30	468	0,09
	25	BC-125-02	281,1	220	370	2	30	18	871,05	50	921,05	0,14
	26	OK-15-12	70	60	90	10	25	19	220	54	274	0,42
	27	OK-13-12	110	110	90	8	15	9	310	32	342	0,14
	28	BCB-16-12	30	40	20	5	4	11	90	20	110	0,1
	29	BCB-21-12	1800	2150	3700	230	710	27	7650	967	8617	0,33
	30	K-61-09	725,3	570	1380	48	190	100	2675,3	338	3013,3	0,33
	31	BC-4-04	103,3	80	130	9	16	19	313,34	44	357,34	0,2

Окончание табл. 4.1												
		№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	∑IPGE	∑PPGE	∑PGE	Pt/Ir
	32	BC-3-04	77,9	60	150	9	10	5	287,96	24	311,96	0,17
	33	K-80-09	114,8	89	47	4	9	5	250,77	18	268,77	0,1
	34	OK-38-09	28	25	29	3	1	2	82	6	88	0,04
	35	OK-39-09	217,6	170	260	2	10	20	647,58	32	679,58	0,06
	36	OK-40-09	103,3	80	25	2	10	30	208,34	42	250,34	0,13
	37	BC-65	70	50	50	19	16	21	170	56	226	0,32
VI	38	BC-349-97	242,9	190	210	8	17	33	642,97	58	700,97	0,09
	39	BC-8-98	319,1	250	355	3,7	17	14	924,13	34,7	958,83	0,07
	40	BC-191-02	369	290	480	6	19	13	1139	38	1177	0,07
	41	BC-192-02	306,4	240	250	2	16	26	796,43	44	840,43	0,07
	42	K-28-09	382,6	300	320	4	12	20	1002,59	36	1038,59	0,04
	43	K-34-09_1	100	75	63	4	4	2	238	10	248	0,05
	44	K-35-09	369	290	280	5	12	19	939	36	975	0,04
	45	K-40-09	655,5	515	530	6	13	15	1700,49	34	1734,49	0,03
	46	K-43-09	255,66	200	260	4	13	25	715,66	42	757,66	0,07
	47	BC-66-98	242,97	190	170	2	10	14	602,97	26	628,97	0,05
	48	BC-68-98_1	370	290	120	12	19	5	780	36	816	0,07
		<i>сред</i>	299,7	267,76	380,36	16,75	48,48	19	947,8	84,3	1032	0,18
		<i>ст. откл</i>	359,8	415,7	744,4	45,4	142,4	19	1520	206,8	1726,8	0,34

Примечание: **I** – редковкрапленные хромитовые руды: 1, 2 – Харанурский массив, 3÷7 – Оспино-Китойский массив; **II** – средневкрапленные руды, 8 – Харанурский массив, 9 – Оспино-Китойский массив, Хушагольский участок; **III** – рябчиковые, 10, 11 – Харанурский массив; **IV** – густовкрапленные полосчатые, 12, 13 – Оспино-Китойский массив, Ильчирский участок, 14, 15 – Харанурский; **V** - густовкрапленные, Оспино-Китойский массив, 16 – Зун Оспинский участок, 17, 18 - Ильчирский, 19÷22 – Хушагольский, 23 – Горлык Гол Дабан Жалгинский; **VI** – Оспинско-Китойский массив, массивные руды, 24, 25 – Харанур, 26, 27 – Харьх, 28, 29 – водораздел Зун Оспа – Ильчир, 30÷37 – Ильчирский, 38÷46 – Хушагольский, 47, 48 – Горлык Гол Дабан Жалгинский. Анализы - 1÷10, 17, 19÷22, 25, 31, 35, 36, 38÷42, 44÷47 выполнены атомно-абсорбционным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитик к.х.н. Цимбалист В.Г.). Анализы - 11÷16, 18, 23, 24, 26÷30, 32÷34, 37, 43, 48 выполнены пробирно-химико масспектрометрическим с ИСП методом в Аналитическом центре ЦНИГРИ, г.Москва (аналитик Пучкова Т.В.).

При переходе от средневкрапленных руд к густовкрапленным и сплошным рудам суммарное содержание ЭПГ составляет от 82 до 3000 мг/т соответственно, причем максимальное значение стандартного отклонения (1726) отмечается в сплошных рудах (**табл. 4.1**). Значения Pt/Ir, Pd/Ir < 1 и с увеличением доли хромита в рудах эти отношения уменьшаются (**табл. 4.1**).

Для всех структурно-текстурных разновидностей исследованных хромитов характерно преобладание тугоплавких ЭПГ: Os = 100÷1800 мг/т, Ir = 40÷2150 мг/т, Ru = 70÷3700 мг/т. На всех спектрах отмечается положительная аномалия по Ru. В целом, спектры имеют отрицательный наклон хондрит-нормализованных кривых распределения ЭПГ (**рис. 4.4 (в÷з)**), характерный для подформных хромитов офиолитовых комплексов (**рис 4.4б**) (Агафонов и др., 2005; Гурская, 2005; Page and Talkington, 1984.; Auge, T., 1986.; Prichard et al., 1996; Zhou et al, 1998; Ahmed and Arai, 2003). Содержание Pt, Pd в хромитовых рудах составляет: Pt = 5÷30 мг/т, Pd = 3÷30 мг/т. В хромититах Ильчирского участка (Северная ветвь) установлены повышенные содержания этих элементов (**табл.4.1**): Pt - 190÷710 мг/т, Pd - 27÷100 мг/т (Жмодик и др., 2000; Киселева и др., 2012а) и по данным Орсоева (1030 и 890 мг/т) соответственно (Орсоев и др., 2001). Форма распределения спектров ЭПГ в Pt, Pd обогащенных хромититах сходна с таковыми из офиолитовых комплексов Саудовской Аравии, Греции, Шотландии (**рис. 4.4б**) (Tsoupras and Economou-Eliopoulos, 2008; Ahmed et al., 2012; O'Driscoll et al., 2012).

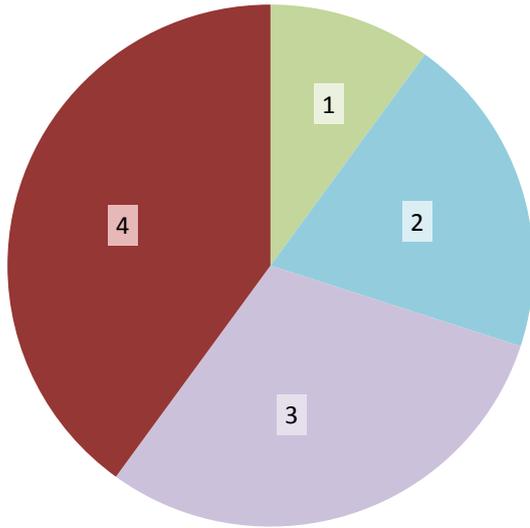
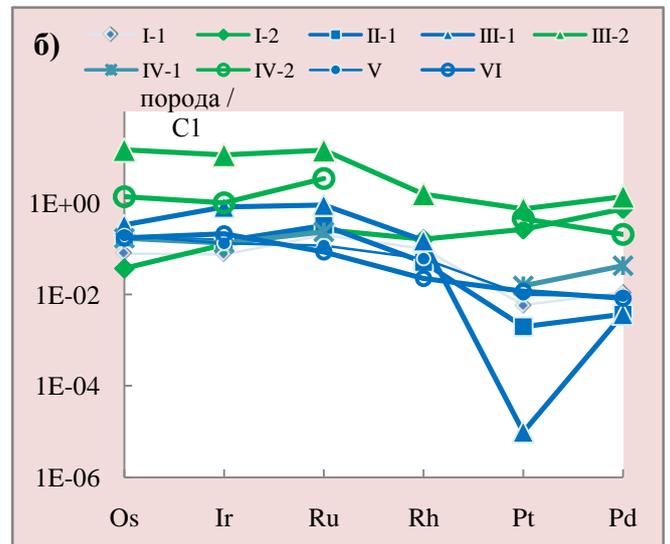
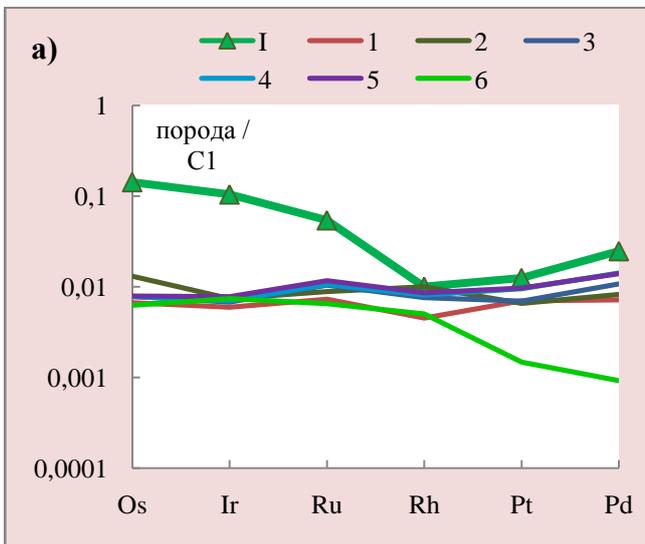


Рис. 4.3 Содержание ЭПГ в зависимости от доли хромита в породе: 1 - редковкрапленные руды (хромит до 10 об.%); 2 - средневкрапленные (хромит 40 - 65 об.%); 3 - густовкрапленные (хромит 65 - 80 об.%); 4 - сплошные (хромит 80 - 95 об.%). Диаграмма составлена по данным табл. 4.1

По характеру распределения ЭПГ в исследуемых хромититах было выделено 2 типа распределения:

1. **Os-Ir-Ru** геохимический тип
2. **Pt – Pd** геохимический тип



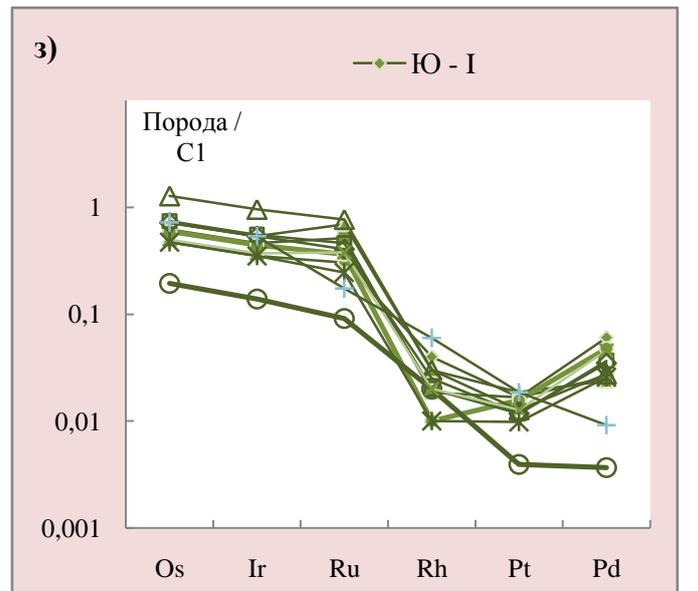
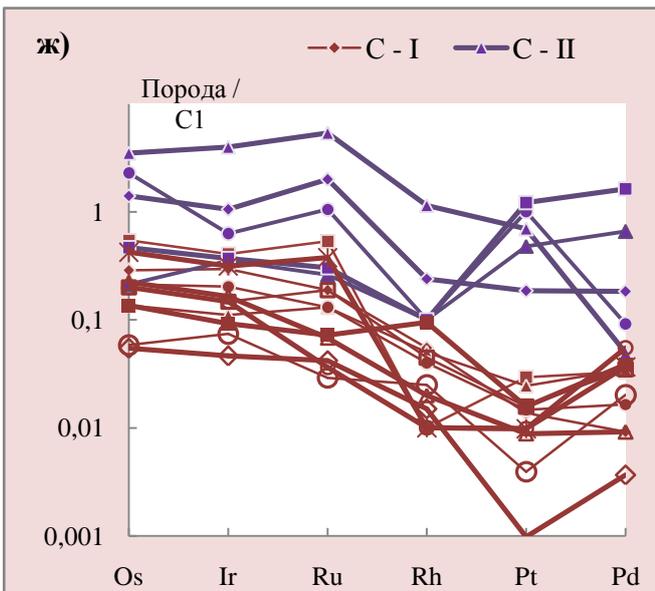
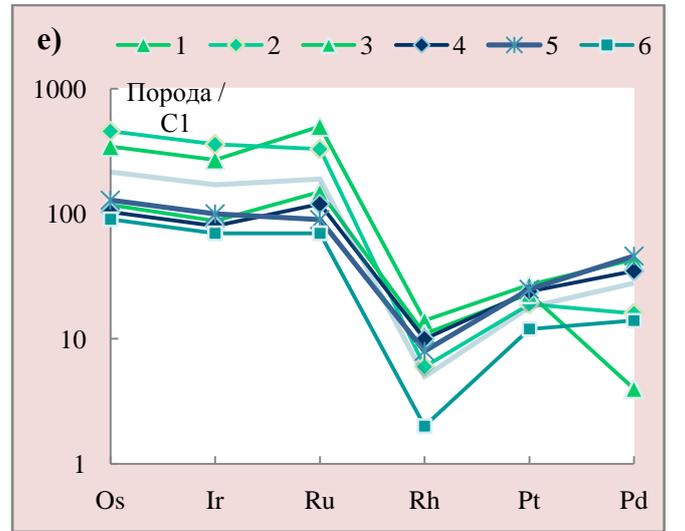
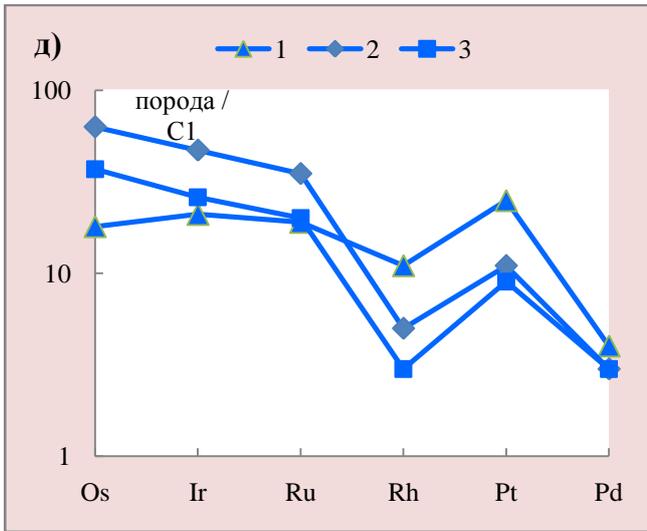
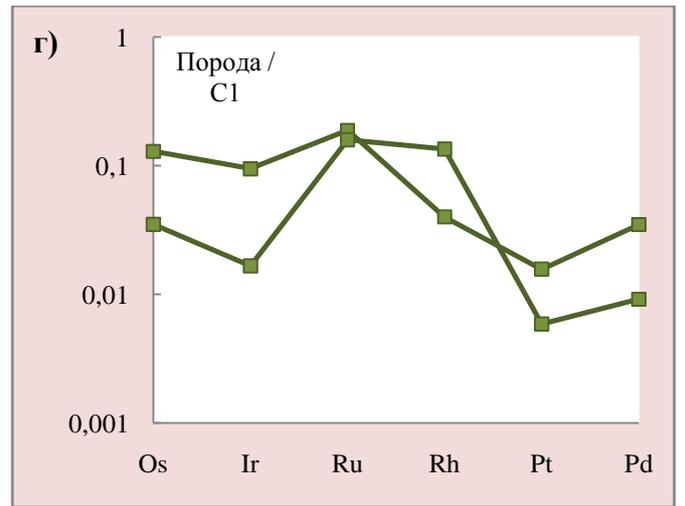
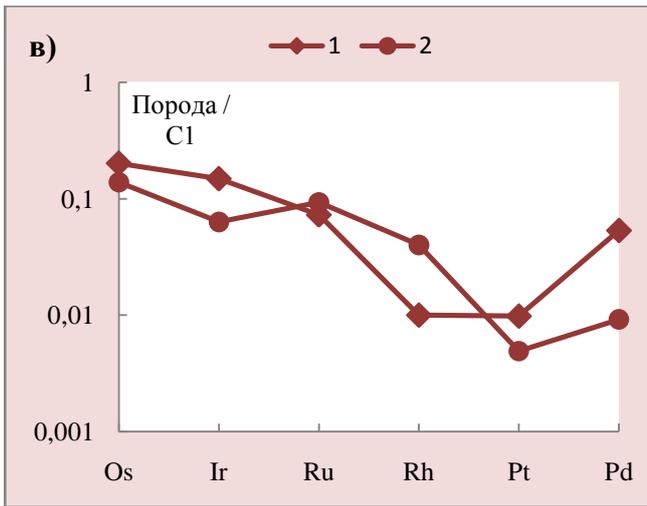


Рис. 4.4 Распределение ЭПГ в различных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд Оспино-Китойского и Харанурского массивов:

Условные обозначения:

(а) – распределение ЭПГ в перидотитах: 1 – РМ (Sun, Shen-Su, 1982), 2 – шпинелевый лерцолит (Stockman, 1982), 3 – гарцбургиты (СОХ), 4 – лерцолиты (СОХ), 5 – гарцбургиты (супрасубдукционные) (Aldanmaz et al., 2012), 6 – дуниты (Leblanc, 1991); I – дуниты с редковкрапленной хромитовой минерализацией, Оспино-Китойский массив;

(б) – распределение ЭПГ в густовкрапленных и массивных хромититах мировых офиолитовых комплексов с фракционированным (Os-Ir-Ru) – синие линии и хромититы обогащенные Pt, Pd – зеленые линии, по данным: I – офиолиты Вади (Ahmed et al., 2012), II – офиолиты Оман (Prichard et al., 1996), III – офиолиты Вериа, Греция (Tsoupas and Economou-Eliopoulos, 2008), IV – Шотландский офиолитовый комплекс (O'Driscoll et al., 2012), V – массив Рай-Из (Гурская и др., 2004), VI – массив Наранский (Агафонов и др., 2005);

Хромитовые руды Оспино-Китойского и Харанурского массивов:

(в) – средневкрапленные хромитовые руды: 1 - Харанурский массив, 2 – Оспино-Китойский массив; **(г)** – рябчиковые руды, Харанурский массив; **(д)** - густовкрапленные полосчатые хромитовые руды: 1 – Харанурский массив, 2, 3 – Оспино-Китойский массив; **(е)** - густовкрапленные атакситовые хромитовые руды: 1÷3 северная ветвь, 4÷6 южная ветвь; **(ж)** – сплошные хромитовые руды Северной ветви: С – I (**Os-Ir-Ru**) геохимический тип, С – II (**Pt-Pd**) геохимический тип; **(з)** – сплошные хромитовые руды Южной ветви (**Os-Ir-Ru**) геохимический тип.

Распределение ЭПГ в ультрабазитах и хромититах отражает фракционирование ЭПГ в ходе частичного плавления (Barnes et al., Rehkämper et al., 1997). Процессы, приводящие к экстремальному фракционированию ЭПГ могут быть связаны с флюидонасыщенными супрасубдукционными обстановками (Dick and Bullen, 1984). Факторами, приводящими к фракционированию ЭПГ во флюидонасыщенных супрасубдукционных обстановках могут быть следующие: (1) - высокая степень частичного плавления верхней мантии, по сравнению с плавлением в "сухих" системах, степень плавления 20% и выше достаточна для высвобождения ЭПГ из мантийного источника (Naldrett, 2010); (2) - фракционирование ЭПГ может быть обусловлено флюидной транспортировкой более мобильных Pt, Pd элементов, мобилизованных магматическим флюидом (Dick and Bullen, 1984); (3) степень насыщенности магмы серой, если магма будет S недосыщенной, тогда произойдет разъединение на ЭПГ на две субгруппы, , приводя к сохранению PPGE в остаточном расплаве и их последовательным осаждением в верхних уровнях с S насыщенными коровыми кумулятами. Обогащение PPGE совместно с высоким IPGE в одних и

тех же хромитовых телах приписывается ко второй стадии плавления, и образованию S насыщенного, обогащенного PGE расплава (Hamlyn, Keays, 1986; Prichard et al., 1996).

4.3 Корреляционный анализ

Корреляционный анализ проводился с использованием программы Statistica 6.0. Анализ показал, что корреляция между содержанием ЭПГ в хромититах и химическим составом рудообразующих хромшпинелидов практически отсутствует (**табл.4.2**). Высокий коэффициент корреляции $r > 0,8$ характерен для всех ЭПГ между собой, кроме Pd (**табл.4.2**).

Таблица 4.2

Парные коэффициенты корреляции между ЭПГ в хромититах и рудообразующими окислами хромшпинелидов (N=30).

	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
Al ₂ O ₃	1,00	-0,96	-0,53	-0,03	0,65	-0,29	-0,30	-0,36	-0,35	-0,34	-0,33
Cr ₂ O ₃		1,00	0,33	-0,04	-0,46	0,21	0,21	0,26	0,24	0,23	0,32
FeO			1,00	-0,29	-0,98	0,39	0,40	0,47	0,45	0,48	0,38
Fe ₂ O ₃				1,00	0,24	0,05	0,11	0,05	0,15	0,09	-0,38
MgO					1,00	-0,42	-0,44	-0,51	-0,50	-0,51	-0,39
Os						1,00	0,98	0,96	0,88	0,90	0,31
Ir							1,00	0,98	0,95	0,96	0,23
Ru								1,00	0,96	0,98	0,34
Rh									1,00	0,99	0,21
Pt										1,00	0,27
Pd											1,00

Примечание: жирным курсивом выделены значимые на уровне $p < 0,05$ коэффициенты корреляции

4.4 Кластерный анализ

Проводился с использованием метода объединения для оценки связей и группировки ЭПГ, Au, с использованием программы Statistica 6.0. Анализ показал, что в густовкрапленных и сплошных хромитовых рудах (наиболее представительная выборка, максимальные концентрации ЭПГ) ЭПГ разбивается на 2 группы с сильными связями внутри группы: (1) - {Os- Ir}- Ru; (2) - {Au-Rh}-Pd-Pt (**рис. 4.5**).

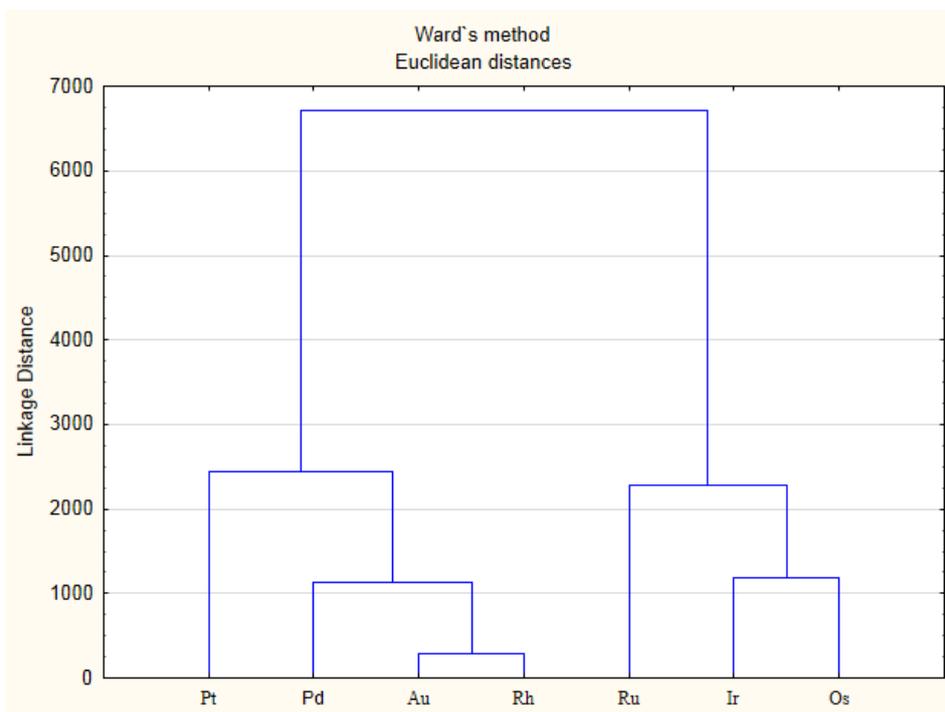


Рис. 4.5 Дендрограмма кластерного анализа ЭПГ, Au для густовкрапленных и сплошных хромитовых руд. Объем выборки N=38, правило объединения - метод Уорда (Ward's method), метрическая система - (Euclidean distance)

ВЫВОДЫ:

1. Форма кривых распределения ЭПГ в редковкрапленных дунитах Оспино-Китойского и Харанурского массивов сходна с таковыми в дунитах и гарцбургитах известных мировых офиолитовых комплексов.
2. Закономерное увеличение содержания ЭПГ происходит с увеличением доли хромита в руде.
3. Отношения $(Pt/Ir)_N$ в хромитовых рудах Оспино-Китойского и Харанурского массивов существенно ниже, чем в РМ, лерцолитах и гарцбургитах из офиолитовых комплексов, что отражает процесс интенсивного фракционирования ЭПГ в ходе мантийных процессов рудообразования.
4. Распределение ЭПГ в хромитовых рудах Оспино-Китойского и Харанурского массивов имеют фракционированную форму с преобладанием IPGE над PPGE. В хромититах установлено два типа распределения ЭПГ: **I - Os-Ir-Ru** (хромититы Северной и Южной ветви); **II - Pt - Pd** (хромититы Северной ветви).
5. Характер распределение ЭПГ в хромититах свидетельствует о фракционировании ЭПГ в ходе процессов хромитообразования во флюидонасыщенных супрасубдукционных обстановках.

Глава 5. ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ

В хромитовых рудах установлена разнообразная акцессорная платинометалльная минерализация, причем минералогия ЭПГ в хромитовых рудах Северной и Южной ветвей несколько различается. Во всех изученных хромитовых рудах минералы ЭПГ представлены системой Os-Ir-Ru: высокотемпературные твердые растворы Os-Ir-Ru состава, сульфиды и сульфоарсениды этих металлов; низкотемпературные Os^o, Ir-Ru, Ru^o, интерметаллические соединения ЭПГ с Fe, Cu. Соединения Rh, Pt, Pd присутствуют в подчиненном количестве, в основном в хромититах Северной ветви. В хромитовых рудах **Северной ветви** минералогия ЭПГ более разнообразна (рис. 5.1а, б), кроме вышперечисленных фаз Os-Ir-Ru состава присутствуют **Pt фазы** как высокотемпературные, так и низкотемпературные.

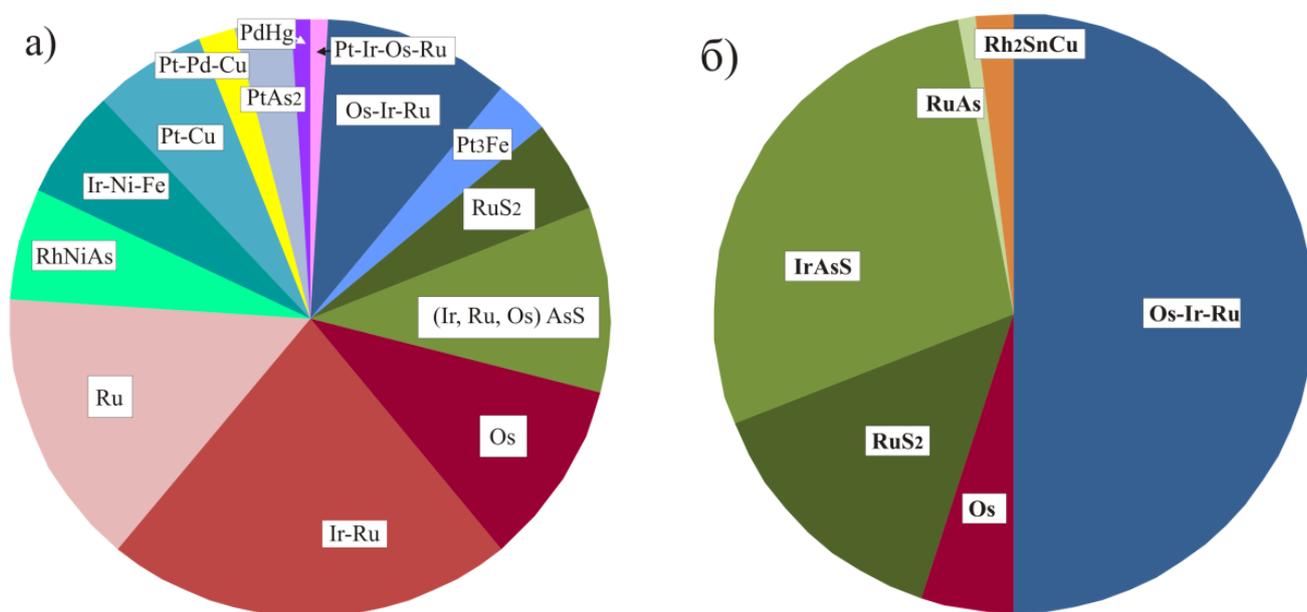


Рис. 5.1 (а, б) платинометалльная ассоциация: а) в хромититах северной ветви (Киселева и др., 2014); б) в хромититах южной ветви офиолитов (Жмодик и др., 2000, 2008; Киселева и др., 2009).

5.1 Минералогия ЭПГ в хромититах Северной ветви

5.1.1 Минералогия ЭПГ в хромититах Харанурского массива

Минералы платиновой группы согласно современной классификации (Harris, Cabri, 1991) представлены осмием (Os 55÷86 мас.%), рутением (Ru 81-98 мас.%) (табл. 5.1). Характерной особенностью фаз Os и Ru состава в хромититах данного участка, является эмульсионная форма выделений в хизлевудите и аварудите (прил. III, рис.1а-в), либо это

микрочастицы в сростании с аваруитом. Особенностью формы и размера выделений осмия и рутения можно объяснить присутствие Ni и Fe в химическом анализе. Химический состав МПГ и ЭПГ содержащих минералов приведен в **табл. 5.1, рис. 5.2а**.

Самородный Os⁰ – встречается в виде эмульсионных выделений, размером 1 ÷ 5 мкм в аваруите (**прил. III, рис. 1а**), а также в виде сростаний и включений в ассоциации с аваруитом, хизлевудитом. Химический состав микрочастиц осмия: Os 75,5 ÷ 86,9 мас.%, Ru 2 ÷ 9 мас. %, Ir 0 ÷ 11 мас.%, (Fe, Ni) 1 ÷ 4,5 и 6,8 ÷ 10,2 мас.% соответственно (**табл. 5.1**). Участок аваруита, в котором находятся микрочастицы ЭПГ, обогащен Ir (Ir аваруит), что вероятно связано с процессами диффузионного обмена между аваруитом и МПГ. Также в аваруите встречаются микрочастицы ЭПГ состава Os-Ir-Ru-Ni-Fe (**табл. 5.1**), что вероятней всего обусловлено мелким размером частиц и захватом Ni, Fe из минерала-хозяина.

Самородный Ru⁰ – обнаружен в виде микрочастиц, которые находятся в сростании с аваруитом (7 ÷ 10 мкм), либо в виде эмульсионных выделений (1 ÷ 5 мкм) в аваруите и хизлевудите (**прил. III, рис. 1б, в**).

Ir аваруит – аваруит с примесью Ir, Pt. Встречаются в виде отдельных зерен в серпентине, размер частиц составляет 5 мкм (**прилож. III, рис.1г**). Участки аваруита, содержащие МПГ, как правило, обогащены Ir

Соединение *Rh₂SnCu* – неназванная фаза состава Rh-Pd-Sn-Cu. Она образует отдельные, мелкие, ксеноморфной формы, зерна размером 2x10 мкм (**прилож. III, рис.1д**). Аналогичное соединение в виде единичных зерен обнаружено в хромититах Зетфорд Майнс (Corrivaux, Laflamme, 1990). Минерал в классификационной системе не зарегистрирован, по формульному соотношению элементов соответствует родиевому аналогу кабриита Pd₂SnCu. На диаграмме составов в системе (Pd, Pt, Rh) – (Cu, Ni, Fe, Sb) – (Sn) составы фазы Rh-Pd-Sn-Cu ложатся вблизи точки, отвечающей по составу кабрииту, только место Pd занимает Rh (**табл. 5.2, рис.5.7**). Фазы состава Rh-Pd-Sn-Cu из офиолитов Зетфорд майнс, Квебек и из Оспинских, Харанурских хромититов идентичны по составу, кроме Rh они содержат небольшие примеси Pd, меньше Pt.

Таблица 5.1

Химический состав минералов платиновой группы в хромититах массива Харанур (мас.%)

№ п/п	Образец		Os	Ir	Ru	Fe	Ni	S	As	O	Mo	Сумма	Форма нахождения
1	BC-48-02	4_1	3,01	6,41	65,03		14,35		1,82		6,29	90,62	Включения в хизлевудите
2		6_1		3,77	78,65		5,4			5,63	3,54	93,45	
3		6_2	64,29				20,11	10,34					
4	BC-52-02	1_1	86,92		1,85	1,13	6,25					96,15	Включения в аваруите
5		1_2	84,11		2,05	2,35	5,78					94,29	
6		2_2			88,19	3,55	8,40			3,45		103,59	Срастание с аваруитом
7		2_3			95,55	1,18	1,45			4,22		102,40	
8	2_4			98,32	1,06	1,08					100,46		
9	BC-64-02	7_1	60,51	11,35	9,01	4,57	10,25					95,69	Включение в аваруите

Примечание: присутствие Ni, Fe, S обусловлено очень маленьким размером микрочастиц соединений ЭПГ.

Таблица 5.2

Химический состав неназванной фазы состава [Rh-Sn-Cu] в хромититах массива Харанур (мас.%)

Образец		Rh	Pd	Cu	Ni	Sb	Sn	Сумма	Форма нахождения	Кристаллохимическая формула
BC-48-02	1-2	44,82	6,76	16,98	0,82	2,87	27,37	99,62	отдельное зерно	$(\text{Rh}_{0,4}\text{Pd}_{0,06}\text{Ni}_{0,01}\text{Sb}_{0,02})_{\Sigma 0,49} \text{Sn}_{0,22}\text{Cu}_{0,27}$

Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

5.1.2 Минералогия ЭПГ в хромититах г.Харьх

В хромититах из делювиальных свалов установлены следующие МПГ (химический состав приведен в табл. 5.3, рис.5.1б):

Твердые растворы Os-Ir-Ru состава образуют выделения округлой (14 x18 мкм), изометричной (25x25 мкм) и прямоугольной (20x40 мкм) формы (прил. III, рис. 2а-д). Согласно современной номенклатуре (Harris, Cabri, 1991) основная часть минералов соответствует *осмию* (Os>Ir>Ru), Os = 50÷55 мас.%, Ir = 36÷39 мас.%, Ru = 3÷8 мас.%, гораздо реже встречается преобладание Ir над Os (Ir>Os>Ru), Ir = 53 мас.%, Os = 31 мас.% (рис 5.2б). В некоторых зернах в краевой части наблюдается увеличение содержания Os до 73 мас.%, Ru до 12 мас.%, а содержание Ir, напротив снижается до 10 мас.% (табл.5.2). В одном из зерен *осмия* близкого по составу к полю *рутениридосмина* выявлена неоднородность состава, выраженная в присутствии участков с составом Ir>Os и средним содержанием Ru, и участка где Os>Ir, с очень низкими содержаниями Ru (табл. 5.3, ан 11, 12, прил. III, рис.2д). В некоторых зернах твердых растворов *осмия* в краевой части зерна наблюдаются округлые включения фазы состава Ir-Ru (прил. III, рис. 2г)

Изоферроплатина Pt₃Fe встречается в форме индивидуализированных зерен (10x12 мкм) с ламеллями Os-Ir-Ru (прилож. III, рис. 2з) (химический состав Os-Ir-Ru пересчитан на 100% без учета влияния изоферроплатиновой матрицы).

Os₇₆₋₉₉ встречается в форме:

- 1) отдельных зерен округлой (20x20 мкм) и ксеноморфной формы (15x30 мкм) с округлыми включениями фазы Ir-Ru и в сростании с *рутением* Ru₉₉ (прил. III, рис. 2е-ж)
- 2) входит в состав полифазных агрегатов с пористой микроструктурой совместно с ирарситом IrAsS, (Os, Ir, Ru, As) и другими фазами (прил. III, рис. 2и-к).

Ir-Ru как уже отмечалось выше, встречается в форме небольших округлых включений в осмии *Os₈₀₋₉₉*, а также образуют полифазные сростания пористой структуры.

Фаза (Os, Ir, Ru, As) сходна по составу с омейитом (Os, Ru) As₂, но имеет недостаток по содержанию As и избыток по ЭПГ (Os, Ir, Ru), по сравнению со стехиометрическим составом.

Гарутит (Ir,Ni,Fe) входит в состав полифазных агрегатов в ассоциации с *Os₇₆₋₉₉*, Ir-Ru, IrAsS, (Os, Ir, Ru)As, (Ir_{1,4}Ni_{0,39}Cu_{0,36}Fe_{0,1})S₃. Химический состав гарутита довольно стабилен (табл. 5.3), из примесей присутствует Cu (2,7 мас.%). Гарутит относится к гексагональной полиморфной модификации самородного Ni и является конечным членом твердого раствора: гарутит (Ir,Ni,Fe) – гексаферрум (Fe,Os,Ru,Ir) (McDonald et al., 2010).

Соединение (Ir,Ni,Cu,S) – недосыщенная серой фаза близкая по составу купроникельриридситу (купроиридсит (CuIr₂S₃), без Ni.

Таблица 5.3

Химический состав минералов платиновой группы в хромититах г.Харьх (мас.%).

№ ан	Образец	Os	Ir	Ru	Pt	Fe	Ni	Cu	S	As	O	Сумма	Формулы
Высокотемпературные твердые растворы состава Os-Ir-Ru													
1	ОК-13-2_1 к	73,64	10,86	11,77		0,49						96,76	Os _{0,68} Ru _{0,2} Ir _{0,1} Fe _{0,02}
2	ОК-13-2_3 ц	49,04	37,91	8,72								95,67	Os _{0,48} Ir _{0,36} Ru _{0,16}
3	ОК-13-4_1	52,83	36,31	7,56								96,7	Os _{0,51} Ir _{0,35} Ru _{0,14}
4	ОК-13-4_4	54,17	37,74	7,67		0,52						100,1	Os _{0,50} Ir _{0,35} Ru _{0,13} Fe _{0,02}
5	ОК-13-4_5	50,74	36,68	7,22		0,57						95,21	Os _{0,49} Ir _{0,35} Ru _{0,13} Fe _{0,02}
6	ОК-13-4_6	52,33	36,47	8,12								96,92	Os _{0,5} Ir _{0,35} Ru _{0,15}
7	ОК-13- 4_7	50,72	36,67	7,95		0,61						95,95	Os _{0,49} Ir _{0,35} Ru _{0,13} Fe _{0,02}
8	ОК-13- 4_8	52,65	39,74	7,17		0,66						100,22	Os _{0,49} Ir _{0,37} Ru _{0,13} Fe _{0,02}
9	ОК-13- 4_9	3,67	53,34	36,49		1,39						94,89	Ir _{0,41} Ru _{0,53} Os _{0,03} Fe _{0,04}
10	ОК_13_12- 7	55,95	32,76	10,56								99,27	Os _{0,52} Ir _{0,3} Ru _{0,18}
11	ОК-13- 8_2	30,99	53,48	14,1		2,42	0,75					101,74	Ir _{0,44} Os _{0,26} Ru _{0,22} Fe _{0,07} Ni _{0,02}
12	ОК-13- 8_3	51,53	40,67	3,19		1,28						96,67	Os _{0,5} Ir _{0,39} Ru _{0,06} Fe _{0,04}
13	ОК-13- 9_1	51,78	36,03	9,78								97,59	Os _{0,49} Ir _{0,34} Ru _{0,17}
14	ОК-13- 11_1	64,07	27,28	6,99								98,34	Os _{0,61} Ir _{0,26} Ru _{0,13}
15	ОК-13- 11_2	64,25	27,26	6,8								98,31	Os _{0,62} Ir _{0,26} Ru _{0,12}
16	ОК-13- 15_1	76,96	10,31	8,56							1,1	96,94	Os _{0,75} Ru _{0,16} Ir _{0,1}
17	ОК-13- 15_2			99,1							4,3	103,39	R _{0,99}

Продолжение табл. 5.3

№ ан	Образец	Os	Ir	Ru	Pt	Fe	Ni	Cu	S	As	O	Сумма	Формулы
Изоферроплатина с ламелями Os-Ir-Ru состава													
18	ОК-13_10_1				89,4	8,57		1,44				99,45	Pt _{0,72} Fe _{0,24} Cu _{0,04}
19	ОК-13- 10_2	46,8	11,16	3,25	31,8	3,45		0,36				96,87	Os _{0,73} Ir _{0,17} Ru _{0,1}
20	ОК-13- 16_2	58,83	5,51	3,66	22,8	2,94						93,72	Os _{0,83} Ir _{0,08} Ru _{0,1}
21	ОК-13- 16_1				89	8,19		1,31				98,49	Pt _{0,73} Fe _{0,24} Cu _{0,03}
Полифазные агрегаты													
22	ОК-13- 6_1	102,5										102,52	Os _{1,00}
23	ОК-13- 6_2	99,16										99,16	Os _{1,00}
24	ОК-13- 6_3		43,02	50,78		1,34	1,11				2,33	98,58	Ir _{0,29} Ru _{0,65} Fe _{0,03} Ni _{0,02}
25	ОК-13- 6_4		50,31	45,61		0,91					1,95	98,78	Ir _{0,36} Ru _{0,62} Fe _{0,02}
26	ОК-13- 6_6		54,79	48,5		1,38					1,93	106,6	Ir _{0,36} Ru _{0,61} Fe _{0,03}
27	ОК-13- 6_5		64,12			1,9	10,22	4,92	15,1	1,38	1,16	98,8	Ir _{2,04} Ni _{1,07} Cu _{0,47} Fe _{0,21} S _{2,89} As _{0,11}
28	ОК-13- 6_7		67,64			1,03	5,78	5,68	14,58	2,81	2,64	100,16	Ir _{2,14} Ni _{0,6} Cu _{0,54} Fe _{0,11} S _{2,77} As _{0,23}
29	ОК-13- 6_9		28,99	38,69		0,56	2,58		1,17	30,51		102,5	Ir _{0,68} Ru _{1,73} As _{1,84} S _{0,16}
30	ОК-13- 13_2	33,86	27,92	11,93		0,67				27,71		102,1	Os _{0,96} Ir _{0,79} Ru _{0,64} As ₂
31	ОК-13- 13_3	9,51	53,18	3,56		0,55			9,76	19,49		96,05	Ir _{0,66} S _{0,54} As _{0,46}
32	ОК-13- 13_4	84,29	5,07	4,92		0,84						95,12	Os _{0,83} Ru _{0,09} Ir _{0,05} Fe _{0,03}
33	ОК-13- 13_5		53,04	38,57		3,51						95,12	Ir _{0,38} Ru _{0,53} Fe _{0,09}
34	ОК-13- 13_6	85,47	3,39	3,58		1,12	0,94					94,5	Os _{0,83} Ru _{0,07} Ir _{0,03} Fe _{0,04} Ni _{0,03}
35	ОК-13- 13_7	18,98	47,26	5,76		1,2			8,01	16,67		97,88	Os _{0,21} Ir _{0,52} Ru _{0,12} Fe _{0,05} As _{0,53} S _{0,47}

Окончание табл. 5.3

№ ан	Образец	Os	Ir	Ru	Pt	Fe	Ni	Cu	S	As	O	Сумма	Формулы
36	ОК-13- 14_1	80,18	11,53	6,32							0,94	98,97	$\text{Os}_{0,77} \text{Ir}_{0,11} \text{Ru}_{0,11}$
37	ОК-13- 14_3		45,11	44,49		0,98	1,03				2,55	94,16	$\text{Ru}_{0,62} \text{Ir}_{0,33} \text{Fe}_{0,02} \text{Ni}_{0,02}$
38	ОК-13- 17_4		55			2,04	14,22	5,18	22,26			98,7	$(\text{Ir}_{1,23} \text{Ni}_{1,04} \text{Cu}_{0,35} \text{Fe}_{0,16}) \text{S}_3$
39	ОК-13- 17_5		75,07			1,88	8,12	2,72	7,61			95,4	$\text{Ir}_{0,46} \text{Ni}_{0,16} \text{Cu}_{0,05} \text{Fe}_{0,04} \text{S}_{0,28}$

Примечание: 1÷8, 10÷16, 19÷20 – высокотемпературные твердые растворы Os-Ir-Ru состава; 9 – включение Ir-Ru в твердом растворе Os-Ir-Ru; 17 - Ru^o включение Ir-Ru в твердом растворе Os-Ir-Ru; 18, 21 – изоферроплатина Pt₃Fe; 22, 23, 32, 34, 36 – самородный осмий Os^o в полифазных агрегатах; 24÷26, 33, 37 - Ir-Ru в полифазных агрегатах; 27, 28, 38, 39 – купроникельридсит (Cu, Ni)Ir₂S₃; 29 – иридрутенарсенид (Ir, Ru)As₂; 30 – омейит OsAs₂; 31 – ирарсит IrAsS; 35 – твердый раствор ирарсит-осарсит IrAsS – (Os, Ru)AsS. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

5.1.3 Минералогия ЭПГ в хромититах Зун-Оспинского участка

На Зун-Оспинском участке минералы платиновой группы обнаружены и изучались в коренных хромититах и делювиальных свалах хромититов. В концентратах хромититов установлены МПГ системы Os-Ir-Ru: твердые растворы, сульфиды, сульфоарсениды этих металлов. Химический состав минералов приведен в **табл. 5.4** и на классификационной диаграмме (**рис.5.2в**).

Твердые растворы Os-Ir-Ru состава образуют:

- 1) Индивидуальные субидiomорфные, либо изометричные зерна. Их размер составляет $(35\div 60) \times (50 \div 70)$ мкм (**прил. III, рис. 3б-г**).
- 2) Срастания с лауритом, размером 10×15 мкм (**прил. III, рис. 3д**), который в свою очередь замещается ирарситом. Наблюдается слабая зональность – краевая часть обогащена Ru. Осмий в срастании с лауритом имеет повышенные содержания Os = 63 мас.% и более низкие концентрации Ir, Ru, которые вероятно выносились при образовании лаурита и ирарсита.

По номенклатуре большая часть минералов твердых растворов Os-Ir-Ru состава из коренных хромититов отвечают *осмию* (**рис 5.2в**). Единичные зерна по составу отвечают *рутению* (**табл. 5.4**). В *осмии*: Os = $40\div 63$ мас.%, Ir = $19\div 38$ мас.%, Ru = $5\div 14$ мас.%, иногда присутствует примесь Pt до 5 мас.%, Rh до 2 мас.%. По химическому составу твердые растворы Os-Ir-Ru состава из хромититов делювиальных свалов мало отличаются от таковых из коренных хромититов. Можно лишь отметить меньший разброс по содержанию Ru, а также значения Pt, Rh ниже, чем в коренных хромититах (вероятно за счет выноса этих элементов в ходе экзогенных процессов), хотя концентрация Pt в единичных зернах достигает 5,8 мас.%. Содержание Fe редко превышает 1 мас.%; Ni, Cu не превышает 0,1 мас.%. Среди твердых растворов Os-Ir-Ru состава как в коренных хромититах, так и хромититах из деллювиальных свалов обнаружены минералы с повышенным содержанием Pt $4\div 6$ мас.%, на диаграмме (Os+Ru)-Ir-Pt (**рис. 5.3**), точки составов попадают в область несмесимости (Os-Pt). По составу Pt содержащие твердые растворы Os-Ir-Ru состава наиболее близки к (Ru-Os-Ir-Pt) сплавам из золотоносного участка Эвандер, бассейна Витватерсрандт, ЮАР (Cousins, 1973; Feather 1976; Malitch and Merkle, 2004). В твердых растворах (Os-Ir-Ru) состава наблюдаются процессы замещения сульфоарсенидами этих металлов. В случае не до конца прошедших реакций Os, Ir, Ru с S, As образуются недосыщенные S, As соединения состава (Os, Ir, Ru, S, As) нестехиометрического состава. Интересны процессы замещения осмия содержащего включения (Ru-Ir-Os-Pt), по периферии зерно замещается твердым раствором ирарсит-платарсит IrAsS – PtAsS. В некоторых зернах осмий замещается соединением состава (Pt, Sb, Cu), содержание Pt составляет $20 \div 38,5$ мас.%, причем, чем больше Pt, тем больше Sb ($3,78 \div 6,82$ мас.% (**табл. 5.4**). Происходит вынос Ru с привносом Pt, Sb.

Лаурит RuS_2 отмечен в сростании с твердым раствором Os-Ir-Ru состава и сам замещается ирарситом.

Ирарсит $IrAsS$ – *платарсит* $(Pt, Ir)AsS$ встречается в отдельных зернах ксеноморфной формы, размером 30x40 мкм. Из примесей характерна примесь Pt (**рис 5.5, б**) в нескольких зернах по содержанию платины приближаются к полю платарсита. Кроме Pt, из примесей присутствуют Rh до 5 мас.%, и Sb до 4 мас.%.

Закаринит $RnNiAs$ зерно ксеноморфной формы, размером 25x50 мкм, в сростании с серпентином (**прил. III, рис. 3е**). Минерал открыт в 2012 г. А. Вымазаловой (Vymazalova et al., 2012), но был описан ранее, как неназванная фаза в ассоциации с гарутитом в хромититах офиолитовых комплексов: Майари-Баракоа (Gervilla et al., 2005); в хромититах Лома Пегуера (Доминиканская республика) (McDonald, 2010) и в районе Нейриз (Южный Иран) (Jannessary et al., 2012).

В твердых растворах Os-Ir-Ru состава из хромититов делювиальных свалов, обнаружены **магматические и «вторичные» микровключения** ЭПГ различного состава:

Ru-Ir-Os-Pt это соединение представляет большой интерес, поскольку известно, что в природе Pt и (Os-Ru-Ir) образуют самостоятельные группы минералов и изоморфизм их крайне ограничен (Благородные металлы, 1984). В данном соединении содержание Pt составляет 36 мас.%. Фаза имеет состав $(Pt_{0,29}Ru_{0,29}Ir_{0,23}Os_{0,09} Rh_{0,05}Pd_{0,01}Fe_{0,04})$ и на диаграмме попадает в поле *платины* (**рис. 5.3**). Они сходны по составу с (Ru-Ir-Os-Pt) сплавами, обнаруженными на территории четвертичной золотоносной провинции Верхний Чиндвин, Северная Бурма и в районе бассейна Витватерсрандт, ЮАР (Hagen, 1990; Malitch, Merkle, 2004).

Os-Ir – наиболее богатая Os фаза среди включений, исходя из атомных соотношений, имеет состав $(Os_{0,66}Ir_{0,28}Ru_{0,03} Pd_{0,008} Pt_{0,007} Rh_{0,003}Ni_{0,01}Fe_{0,003})$. Эти включения аналогичны по составу богатым Os идиоморфным зернам *осмия* из хромититов участков Зун-Оспа и Харьх (**табл. 5.3, 5.4**)

Ru-Os-Ir с повышенным содержанием Rh, Pt, Fe, Ni относительно минерала хозяина.

Эрлихманит $(Os, Ir)S_2$ имеет состав $(Os_{0,53}Ir_{0,42}Ru_{0,06} Pd_{0,01})(S_{1,96} As_{0,04})$, характерно незначительное содержание Ru и отсутствие примеси Sb. Находится совместно с включением изоферроплатины.

Изоферроплатина Pt_3Fe - обнаружено 3 включения, средний состав которых выглядит следующим образом $[(Pt_{2,8}Ir_{0,08}Pd_{0,06}Rh_{0,04}Os_{0,01})(Fe_{0,98}Ni_{0,09}Sb_{0,06})]$, стоит отметить наличие примеси Ir до 4 мас.% и Sb до 2 мас.% в отличие от изоферроплатины из хромититов г.Харьх, в которой из примесей присутствует Cu 1,3÷1,5 мас.% (**табл. 5.3**). Отношение Pt/Fe изменяется от 2:1 до 3:1. Соединения с соотношением Pt/Fe = 3:1 отвечают изоферроплатине, а Pt/Fe с

соотношением 2:1 отвечают железистой платине с разупорядоченной гранцентрированной кубической структурой.

(Pd, Ir, Cu) – неназванная фаза, обнаружена в виде единичного включения, согласно атомным концентрациям состав его соответствует $[Cu_{0,6}Pd_{0,27}Ir_{0,12}Sb_{0,01}]$

(Pt, Cu, Ni, Fe, Sb) включение обнаружено совместно с соединением ЭПГ состава *(Pd, Ir, Cu)* имеет состав $[Pt_{0,47}Cu_{0,29}Ni_{0,1}Fe_{0,09}Sb_{0,05}]$. Соотношение Pt/(Fe+Ni+Cu) близки 1:1

Таблица 5.4

Химический состав МПГ из хромититов участка Зун-Оспа (мас.%).

	№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Sb	Сумма	Формульные коэффициенты
1	334_4_1-1	17,9	12,6	35,5		21,3			0,9	5,9			3,9	98,2	$Pt_{0,36}Ru_{0,34}Os_{0,09}Ir_{0,06}Cu_{0,09}Ni_{0,03}Sb_{0,03}$
2	334_4_1-2	8,6	5,2	24,1		41,8			1,2	10,3			7,4	98,61	$Pt_{0,57}Ru_{0,18}Os_{0,03}Ir_{0,02}Cu_{0,12}Ni_{0,03}Sb_{0,05}$
3	334_3-2	36,2	19,3	34,2	2,2	5,4		0,5						97,85	$Ru_{0,45}Os_{0,26}Ir_{0,13}Pt_{0,13}Rh_{0,02}Fe_{0,01}$
4	334_4_1-3	18,1	11,8	62,3		5,1								97,29	$Ru_{0,71}Os_{0,11}Pt_{0,1}Ir_{0,07}$
5	334_4_3-3	17,7	8,3	71,3										97,31	$Ru_{0,84}Os_{0,11}Ir_{0,05}$
6	334_5-3	37,1	16,8	36,4	2,5	5,6								98,31	$Ru_{0,48}Os_{0,26}Pt_{0,13}Ir_{0,12}Rh_{0,02}$
7	334_5-4	55,9	27,6	15										98,52	$Os_{0,5}Ir_{0,25}Ru_{0,25}$
8	334_5-5	51,8	35,3	10,7				0,7						98,51	$Os_{0,48}Ir_{0,32}Ru_{0,19}Fe_{0,02}$
9	334_6-2	52,2	29,4	16,4										98	$Os_{0,47}Ru_{0,28}Ir_{0,26}$
10	334_7-2	59,6	24,9	14,3										98,72	$Os_{0,54}Ru_{0,24}Ir_{0,22}$
11	334_7-5	51,9	33,9	12,2				0,8						98,73	$Os_{0,47}Ir_{0,3}Ru_{0,21}Fe_{0,02}$
12	334_8-2	54,6	34,2	9,9	0									98,67	$Os_{0,51}Ir_{0,32}Ru_{0,17}$
13	334-97-1	43,8	37,1	15,7	0,5	1,8		0,6	0,2	0,04	0,09	0	0,04	99,73	$Os_{0,36}Ir_{0,31}Ru_{0,25}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
14	334-97-8	45,2	36,9	14,6	0,3	1,5		0,7	0,1	0,04	0	0	0,02	99,43	$Os_{0,38}Ir_{0,31}Ru_{0,23}Pt_{0,04}Fe_{0,02}Ni_{0,01}$
15	334-97-3	49,4	29,4	17,1	0,5	2,2		0,4	0,1	0,04	0	0	0,03	99,22	$Os_{0,41}Ru_{0,27}Ir_{0,24}Pt_{0,06}Fe_{0,01}$
16	334-97-4	48,9	34,9	11,9	0,6	1,7		0,6	0,1	0,05	0	0	0,03	98,95	$Os_{0,43}Ir_{0,30}Ru_{0,19}Pt_{0,05}Rh_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
17	334-97-5	50,1	33,4	12,8	0,2	1,7		0,6	0,1	0,06	0	0	0	98,88	$Os_{0,43}Ir_{0,29}Ru_{0,21}Pt_{0,05}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
18	334-97-6	52,9	27,8	16	0,4	2,2		0,1	0,1	0,32	0	0	0,04	99,68	$Os_{0,44}Ir_{0,23}Ru_{0,25}Pt_{0,06}Cu_{0,01}$
19	334-97-7	51,8	33,6	10,8	0,1	1,8		0,5	0,1	0,04	0	0	0,04	98,83	$Os_{0,45}Ir_{0,29}Ru_{0,18}Pt_{0,05}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
20	334-97_26	35,5	19,4	36,5	1,9	4,5		0,5	0,2	0,07	0,11	0	0,15	98,83	$Ru_{0,48}Os_{0,25}Ir_{0,13}Pt_{0,11}Rh_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
21	334-97_10	35,9	17	39,2	2,2	5,7		0,4	0,1	0,01	0	0	0	100,6	$Ru_{0,49}Os_{0,24}Ir_{0,11}Pt_{0,13}Rh_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
22	334-97_22	30,7	17	42,3	2,7	5,8		0,5	0,2	0,03	0,04	0	0,15	99,39	$Ru_{0,52}Os_{0,2}Ir_{0,11}Pt_{0,13}Rh_{0,02}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$

Продолжение табл. 5.4

	№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Sb	Сумма	Формульные коэффициенты
23	334-97_2	17,8	13,2	63	1,9	4,1		0,2	0,1	0	0	0	0,03	100,5	$Ru_{0,71}Os_{0,11}Ir_{0,08}Pt_{0,08}Rh_{0,01}$
24	334-97_7	14,8	9,4	72,6	0,4	2,6		0,2	0,1	0	0	0	0	100,2	$Ru_{0,8}Os_{0,09}Ir_{0,05}Pt_{0,05}$
25	334_4_1-4			59,1						0,67	37,2	1,5		98,5	$Ru_{0,98}Cu_{0,02}(S_{1,97}As_{0,03})_2$
26	334_3_3-3		46,8	4,9		8,6					12,55	24,8		97,8	$Ir_{0,34}Pt_{0,21}Ru_{0,07}(S_{0,54}As_{0,46})_1$
27	334_6-3		51,7	3,1	5,1						12,6	22,1	4,32	98,8	$(Ir_{0,39}Ru_{0,04}Rh_{0,04}Sb_{0,03})As_{0,57}S_{0,43}$
28	334_6-4		37,5	5,4	1,7	16,5					10,79	26,9		98,7	$(Pt_{0,42}Ir_{0,28}Rh_{0,08}Rh_{0,01})(As_{0,52}S_{0,48})_1$
29	334_8-1		42,2	3,1		15,4					10,48	27,9		99,1	$Pt_{0,39}Ir_{0,31}Ru_{0,04}(As_{0,53}S_{0,47})_1$
30	334_8-3				42,5				25,2			30,9		98,5	$Ni_{1,91}Rh_{0,53}As_1$
31	1_x	46	32,1	16,9	1,8	2,1	0,2	0,1	0,09				0,06	99,4	$Os_{0,38}Ir_{0,26}Ru_{0,26}Pt_{0,06}Rh_{0,01}Pd_{0,01}$
32	3_O_D	50,9	37,6	11,6	0,3	0,5	0,2	0,1	0,09				0,07	101,4	$Os_{0,45}Ir_{0,33}Ru_{0,19}Pt_{0,01}Pd_{0,01}$
33	6	41,4	39	16,4	0,7	1,6	0,2	0,4	0,11				0,1	100	$Os_{0,35}Ir_{0,32}Ru_{0,26}Pt_{0,05}Rh_{0,01}Pd_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
34	8	51,5	36,3	10,2	0,6	3,1	0,2	0,2	0,09				0,07	102,3	$Os_{0,43}Ir_{0,3}Ru_{0,16}Pt_{0,09}Rh_{0,01}Pd_{0,01}$
35	11	46,1	38,9	13,4	0,4	1,7	0,2	0,3	0,09				0,07	101,2	$Os_{0,39}Ir_{0,33}Ru_{0,21}Pt_{0,05}Pd_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
36	16	43,6	37,9	16,5	0,5	1,7	0,2	0,19	0,1				0,07	100,8	$Os_{0,36}Ir_{0,31}Ru_{0,26}Pt_{0,05}Pd_{0,01}$
37	17	47,6	34,9	15,2	1,1	1,6	0,2	0,3	0,1				0,07	101,1	$Os_{0,40}Ir_{0,29}Ru_{0,24}Pt_{0,05}Rh_{0,01}Pd_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
38	18	46	36,9	15,2	0,6	0,7	0,2	0,3	0,1				0,07	100,2	$Os_{0,39}Ir_{0,31}Ru_{0,24}Pt_{0,02}Rh_{0,01}Pd_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
39	20	45,9	38,1	14,7	0,4	1,7	0,2	0,2	0,09				0,07	101,4	$Os_{0,38}Ir_{0,32}Ru_{0,23}Pt_{0,05}Pd_{0,01}$
40	24	45,6	38,3	15,7	0,7	1,6	0,2	0,3	0,09				0,07	102,6	$Os_{0,38}Ir_{0,31}Ru_{0,24}Pt_{0,05}Rh_{0,01}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
41	25	43,4	36,4	16,6	0,6	1,9	0,2	0,2	0,09				0,07	99,7	$Os_{0,36}Ir_{0,3}Ru_{0,26}Pt_{0,06}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
42	26	48,9	38,1	11,1	0,6	2,6	0,2	0,2	0,09				0,07	101,9	$Os_{0,41}Ir_{0,32}Ru_{0,17}Pt_{0,08}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
43	x_p	47,9	38,7	11,7	0,5	1,8	0,2	0,2	0,09				0,07	101,4	$Os_{0,41}Ir_{0,33}Ru_{0,19}Pt_{0,05}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
44	30_C	39,8	35,9	0	0,3	1,1	0,2	0,2	0,09				0,07	77,65	$Os_{0,49}Ir_{0,44}Pt_{0,04}Pd_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
45	32	42,3	37,4	17,5	0,6	2,1	0,2	0,2	0,09				0,07	100,6	$Os_{0,35}Ir_{0,3}Ru_{0,27}Pt_{0,06}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$

Окончание табл. 5.4

	№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Sb	Сумма	Формульные коэффициенты
46	33	43,5	39,2	15,1	0,6	0,9	0,2	0,5	0,11				0,07	100,3	$Os_{0,37}Ir_{0,33}Ru_{0,24}Rh_{0,01}Pt_{0,03}Fe_{0,01}Ni_{0,01}Cu_{0,01}$
47	35	46,5	34,9	14,8	0,4	1,3	0,2	0,3	0,09				0,07	98,69	$Fe_{0,4}Ir_{0,3}Ru_{0,24}Pt_{0,04}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
48	40	38,3	35,7	20,6	0,9	2,3	0,2	0,4	0,1				0,07	98,61	$Os_{0,31}Ir_{0,29}Ru_{0,31}Rh_{0,01}Pt_{0,06}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
49	45	55,3	37,7	7,1	1	0,9	0,2	0,3	0,1				0,08	102,7	$Os_{0,49}Ir_{0,33}Ru_{0,12}Rh_{0,01}Pt_{0,06}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
50	47	45,4	40,1	14,2	0,4	0,8	0,2	0,1	0,09				0,07	101,4	$Os_{0,39}Ir_{0,34}Ru_{0,23}Pt_{0,02}Pd_{0,01}$
51	48	48,7	39,5	11,8	0,7	0,5	0,2	0,2	0,09				0,07	101,8	$Os_{0,42}Ir_{0,34}Ru_{0,19}Rh_{0,01}Pt_{0,02}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
52	49	48,5	40,7	10,5	0,3	1	0,2	0,3	0,09				0,07	101,8	$Os_{0,42}Ir_{0,35}Ru_{0,17}Pt_{0,03}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
53	53	46,7	39,9	12,9	0,3	0,5	0,2	0,6	0,12				0,07	101,5	$Os_{0,4}Ir_{0,34}Ru_{0,21}Pt_{0,01}Pd_{0,01}Fe_{0,02}Ni_{0,01}$
54	7	40,6	33,4	21,3	1,2	2,8	0,2	0,3	0,09				0,07	99,89	$Os_{0,32}Ir_{0,26}Ru_{0,32}Rh_{0,01}Pt_{0,08}Pd_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
55	28	40,9	33,3	23,7	0,2	0,5	0,2	0,4	0,09				0,07	99,49	$Os_{0,33}Ir_{0,27}Ru_{0,37}Pt_{0,01}Fe_{0,01}$
56	4	30,3	35,5	29,5	1,3	2,8	0,2	0,3	0,09				0,07	100,1	$Ru_{0,42}Os_{0,23}Ir_{0,26}Pt_{0,07}Rh_{0,01}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
57	19	31,9	28	33,9	0,7	2,3	0,2	0,2	0,09				0,07	97,4	$Ru_{0,48}Os_{0,24}Ir_{0,21}Pt_{0,06}Rh_{0,01}Pd_{0,01}$
58	31	29,6	28,3	33,9	2,2	2,6	0,2	0,5	0,09				0,07	97,6	$Ru_{0,47}Os_{0,22}Ir_{0,21}Pt_{0,07}Rh_{0,02}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
59	51	35,5	32,71	27,58	0,88	0,61	0,24	9	0,09				0,07	97,93	$Ru_{0,42}Os_{0,28}Ir_{0,26}Pt_{0,02}Rh_{0,01}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
60	29_1_b	30,6	28,3	34,04	1,85	2,71	0,24	0,52	0,09				0,07	98,37	$Ru_{0,47}Os_{0,22}Ir_{0,2}Pt_{0,07}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
61	36	52,2	37,58	9,13	0,56	0,77	0,24	0,36	0,12				0,08	101	$Os_{0,46}Ir_{0,33}Ru_{0,15}Pt_{0,02}Pd_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
62	36_inc	26,1	60,45	5,1	1,85	6,08	0,27	1,08	0,28				0,07	101,31	$Ir_{0,48}Os_{0,21}Pt_{0,17}Ru_{0,08}Fe_{0,03}Rh_{0,01}Ni_{0,01}$
63	46	49,1	39,76	10,5	0,18	0,49	0,24	0,5	0,09				0,07	100,91	$Os_{0,43}Ir_{0,35}Ru_{0,17}Pt_{0,01}Pd_{0,01}Fe_{0,01}$
64	46_inc	67,5	29,33	1,38	0,15	0,68	0,47	0,11	0,29				0,09	100,03	$Os_{0,64}Ir_{0,28}Ru_{0,02}Pt_{0,02}Pd_{0,01}Ni_{0,02}$
65	10	40	31,05	22,29	1,15	5,85	0,24	0,06	0,09				0,07	100,81	$Os_{0,3}Ir_{0,23}Ru_{0,31}Pt_{0,15}Rh_{0,01}Pd_{0,01}$
66	10inc1	11,3	28,3	17,6	4,16	35,8	0,34	0,98	0,23				0,1	98,84	$Pt_{0,6}Ru_{0,16}Ir_{0,14}Os_{0,06}Rh_{0,02}Pd_{0,01}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
67	10inc2	10,6	27,24	17,87	3,42	36,87	0,48	2,18	0,18				0,1	98,91	$Pt_{0,6}Ru_{0,16}Ir_{0,13}Os_{0,05}Fe_{0,03}Rh_{0,02}Pd_{0,01}Ni_{0,01}$

Примечание: **1 ÷ 30** минералы платиновой группы из хромититов: 1, 2 – твердые растворы (Pt-Os-Ru-Ir); 3 – 24 твердые растворы Os- Ir- Ru; 25 – лаурит RuS₂; 26 – 29 – (Ir, Pt)AsS; 30 – закаринит RhNiAs; **31 ÷ 67** из аллювиальных отложений: 31 – 58 - твердые растворы Os- Ir- Ru; 62, 64 – включение Ir-Os в 61, 63 - Os- Ir- Ru; 66, 67 – включения твердых растворов (Pt-Os-Ru-Ir) в Os- Ir- Ru.

Анализы 1÷12, 25÷30 выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

Анализы 13÷24, 31÷67 выполнены на электронном микрозонде CAMEBAX-MICRO, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хмельникова О.С.

5.1.4 Минералогия ЭПГ в хромититах водораздела Зун-Оспа – Ильчир

В тяжелой фракции хромититов впервые установлены в значительных количествах уникальные *зональные зерна Os-Ir-Ru состава*. Они интересны с точки зрения микроструктурных особенностей, состава и минеральной ассоциации. Они имеют зональное строение.

Выделяется либо три зоны:

зона I, внутренняя – представлена Os° (содержание осмия составляет $87 \div 99$ мас.%, примеси Ir, Ru, Ni, Fe, Cu);

зона II имеет состав Ir-Ru, в которых Ir, Ru ($40 \div 60$ мас.%)

зона III – по составу отвечает Ru° ($60 \div 99$ мас.%)

либо две зоны:

зона I, внутренняя – Ir-Ru, Ir = 48 мас.%, Ru = 49 мас.%;

зона II, внешняя – Ru° , Ru = 87 – 91 мас.%

Химический состав минералов ЭПГ приведен в **табл. 5.5**

Форма нахождения (прил. III, рис. 4а-е, табл. 5.5):

- 1) *Индивидуальные зерна*. Форма выделений весьма разнообразна: таблитчатые, изометричные, округлые, ксеноморфные, "комковатые" зерна размером от 10 до 50 мкм. В одном из зерен, в зоне чистого Os наблюдаются мельчайшие включения лаурита, ирсита и хизлевудита Ni_3S_2 , последний маркирует зоны роста кристалла. В этом же зерне (**прил. III, рис. 4а**), в сростании с внешней зоной Ru° наблюдается закаринит $RhNiAs$, в котором в свою очередь находятся включения микрочастиц состава Ir-Ru и Os° . Фаза Ir-Ru по-видимому, в ряде случаев растворялась, и формировались новообразования такого-же состава, но с микровключениями Os° . В Ru° установлены включения хроммагнетита и орселита $Ni_{(5-x)}As_2$ (**прил. III, рис. 4в**).
- 2) Входят в состав полифазных агрегатов состоящих из хизлевудита, колломорфного орселита $Ni_{(5-x)}As_2$, маухерита $Ni_{11}As_8$ (**прил. III, рис. 4п-р**).
- 3) *Ксеноморфные агрегаты Os° , Ir-Ru в сростании с закаринитом и гарутитом*, Os° в Ir-Ru образует выделения неправильной и эмульсовидной формы (**прил. III, рис. 4м-н**); по химическому составу агрегаты Ir-Ru имеют более рутенистый состав.
- 4) *Небольшие зональные зерна* размером $10 \div 20$ мкм в пористых участках орселита, с колломорфной микроструктурой (**прил. III, рис. 4о**)

Вынесенные на диаграмму Os-Ir-Ru точки составов зональных зерен (**рис. 5.2г**), группируются в трех областях диаграммы: первая зона попадает в поле *осмия* (практически «чистый»), зоны, отвечающие по составу **Ir-Ru**, их состав ложится на грань Ir-Ru в диапазоне от *иридия* до *рутения*. В свою очередь составы Ir-Ru разбиваются на две группы:

(1) – с содержанием Ir = 50÷60 мас.%, они попадают в поле *иридия* и Ru = 55÷70 мас.%, попадающие в поле *рутения*, некоторые группируются в поле несмесимости между Ir и Ru. Третья зона по составу относится к «чистому» *рутению* Ru = 90÷99 мас.%. То есть наблюдается явно выраженная кластерность составов в пределах одного зерна. Причина локализации точек составов Ir-Ru на границе поля несмесимости пока неясна. Возможно, это связано с погрешностью определений, либо это обусловлено особенностью механизма образования данных минералов (неравновесная кристаллизация).

Исследование аншлифов хромититов показало, что зональные зерна (Os-Ir-Ru) состава приурочены к межзерновым пространствам хромшпинелидов, выполненных серпентином, непуйтом (Ni разновидность серпентина), нестехиометричными фазами (Ni, As, O), (Ni, S) состава, а в ряде случаев содержит включения этих минералов и фаз (**прил. III, рис. 4а**). Кроме того, фазы, отвечающие по составу Os^o, Ir-Ru, Ru^o в виде выделений неправильной формы, размером 10÷25 мкм, встречаются в фазах нестехиометричного (Ni, As, O) состава (**прил. III, рис. 4к**).

Из других минералов платиновой группы в хромититах установлены следующие соединения: *закаринит* RhNiAs, *гарутит* (Ir, Ni, Fe) в серпентине - ксеноморфные зерна, размер которых составляет от 20 до 40 мкм, форма нахождения – отдельные зерна и срастания с орселитом (**прил. III, рис. 4п**).

Кроме вышеперечисленных МПГ, были обнаружены: единичное зерно состава (Pt-Cu) размером 10 мкм, в серпентине; неназванная фаза (Pt-Cu-Sb) в срастании с орселитом (**прил. III, рис. 4п**).

Таблица 5.5

Химический состав минералов платиновой группы в хромититах участка Зун-Оспа – Ильчир (мас.%)

№ образца	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Сумма	Форма находж	Кристаллохимическая формула
1	1_1	90,7	4,6									95,3	зона I	$Os_{0,95}Ir_{0,05}$
2	1_2	87,7	6,9					0,31				94,9		$Os_{0,92}Ir_{0,07}Ni_{0,01}$
3	1_19	87,3	1,8	2,7				0,59				92,4		$Os_{0,91}Ru_{0,05}Ir_{0,02}Ni_{0,02}$
4	1_4	»	60,3	36,9			3,6	0,98				101,8	зона II	$Ir_{0,41}Ru_{0,48}Fe_{0,09}Ni_{0,02}$
5	1_21	4,9	38,7	57,4			1,1	0,44				102,5		$Ru_{0,69}Ir_{0,25}Os_{0,03}Fe_{0,02}Ni_{0,01}$
6	1_22	2,9	58,5	40,2			3,2	0,94				105,8		$Ru_{0,5}Ir_{0,38}Os_{0,02}Fe_{0,07}Ni_{0,02}$
7	1_23	»	34,3	68,1			0,7					103,1		$Ru_{0,78}Ir_{0,21}Fe_{0,01}$
8	1_8	»	25,3	76,7	0		0,3					102,3	зона III	$Ru_{0,85}Ir_{0,15}Fe_{0,01}$
9	1a_3	н.о	3,7	98,4			0,3	0,29				102,7		$Ru_{0,97}Ir_{0,02}Fe_{0,01}$
10	1a_7	н.о	3,4	99,8			0,36	0,33				103,9		$Ru_{0,97}Ir_{0,02}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
11	1_9	н.о	н.п		44,8			25,4			32,5	102,7	срастание с зоной III	$Rh_{0,33}Ni_{0,33}As_{0,33}$
12	1a_9	н.о	н.о	0,7	45,2		0	24,8			32,8	103,5		$Rh_{0,34}Ni_{0,32}As_{0,34}Ru_{0,01}$
13	1_10	7,6	31,2	55,9	4,5							99,3	включ в Zкп включ в Os° включ в Os	$Ru_{0,69}Ir_{0,2}Os_{0,05}Rh_{0,05}$
14	1_12	23,8	45,1	1,2	1,6			0,5		9,03	18	99,2		$(Ir_{0,45}Os_{0,24}Rh_{0,03}Ru_{0,02}Ni_{0,02})(S_{0,54}As_{0,46})$
15	1_15	47,1	3,7	26,1						20,7		97,6		$Os_{0,77}Ru_{0,8}Ir_{0,06}S_2$
16	1_1a	80,2	3,6	10,6			0,24	0,4	1,7			96,8		$Os_{0,72}Ru_{0,18}Ir_{0,03}Cu_{0,05}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
17	1_2a	73,1	11	17,1	0		0,43	0,7			0	102,4		$Os_{0,61}Ru_{0,27}Ir_{0,09}Ni_{0,02}Fe_{0,01}$
18	1_4a	н.о	38,3	63,6			1,1	0,7				103,6		$Ru_{0,73}Ir_{0,23}Fe_{0,02}Ni_{0,01}$
19	1_10a	1,7	59,2	37,3			3,63	1				102,9		$Ir_{0,4}Ru_{0,48}Os_{0,01}Fe_{0,08}Ni_{0,02}$
20	1_13a	н.о	50,1	49,2			1,89	0,55				101,8		$Ru_{0,62}Ir_{0,33}Fe_{0,04}Ni_{0,01}$
21	1_5a	2,2	4,4	11,4	0	7,9	9,2	0,38	0,77	61,3		97,6	$Cu_{0,78}Ru_{0,09}Pd_{0,07}Pt_{0,03}Ir_{0,02}Os_{0,01}$	
22	1_8a	3,1	29,2	58,9			0,81	3,76			1,64	97,4	$Ru_{0,68}Ir_{0,18}Os_{0,02}Ni_{0,08}Fe_{0,02}As_{0,03}$	

Продолжение табл. 5.5

	№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Сумма		Кристаллохимическая формула
23	1_11a	96,8	0	0									96,8		Os _{1,00}
24	4_2	97,2	0	0				0,31	0			0	97,5	зона I	Os _{0,99} Fe _{0,01}
25	4_3	97,2	0	0				0	0	0			97,2	зона I	Os _{1,00}
26	4_4	1,8	50,1	48,2	0			2,11	0				102,2	зона II	Ru _{0,61} Ir _{0,33} Os _{0,02} Fe _{0,05}
27	4_6	2,5	48,8	45,6				1,89					98,7	зона II	Ru _{0,6} Ir _{0,34} Os _{0,02} Fe _{0,05}
28	4_7	0	1,39	93,5				0,44					95,3	зона III	Ru _{0,98} Ir _{0,01} Fe _{0,01}
29	5_1	99	0	0	0			0,33	0			0	99,4	зона I	Os _{0,99} Fe _{0,01}
30	5_4	6,5	51,5	43,8	0			2,73	0,69				105,2	зона II	Ru _{0,54} Ir _{0,34} Os _{0,04} Fe _{0,06} Ni _{0,01}
31	5_7	0	57,7	36,5				3,92	0,94				99,1	зона II	Ir _{0,4} Ru _{0,48} Fe _{0,09} Ni _{0,02}
32	5_8	0	54,9	38,4	0	0		3,64	0,93				97,8	зона II	Ir _{0,38} Ru _{0,51} Fe _{0,09} Ni _{0,02}
33	6_1	96	0	0	0			0	0				96	зона I	Os _{1,00}
34	6_4	97	0	0									97	зона I	Os _{1,00}
35	6_5	0	45,3	49,9	0			2,01	0				97,2	зона II	Ru _{0,65} Ir _{0,31} Fe _{0,05}
36	6_6	0	49,4	46,4	0			1,86	0				97,7	зона II	Ru _{0,61} Ir _{0,34} Fe _{0,04}
37	7_1	93,9	0	0	0			0	0				93,9	зона I	Os _{1,00}
38	7_3	5,2	47,1	44,7	0			1,8	0,29				99,1	зона II	Ru _{0,59} Ir _{0,33} Os _{0,04} Fe _{0,04} Ni _{0,01}
39	7_8	3,3	52,1	46,2	0			2,19	0,32				104	зона II	Ru _{0,58} Ir _{0,34} Os _{0,02} Fe _{0,05} Ni _{0,01}
40	7_4	1,3	0	99,1	0			0,46	0				100,7	зона III	Ru _{0,99} Os _{0,01} Fe _{0,01}
41	8_2	0	61,4	34,3	0	0		3,95	1,53				101,1	зона I	Ru _{0,45} Ir _{0,42} Fe _{0,09} Ni _{0,03}
42	8_7	0	59,1	34,9	0			3,91	1,6				99,4	зона I	Ru _{0,46} Ir _{0,41} Fe _{0,09} Ni _{0,04}
43	8_3	0	3,81	99,3	0								103,1	зона II	Ru _{0,98} Ir _{0,02}
44	8_5	0	0	98,2									98,2	зона II	Ru _{1,00}
45	9_2	93,0	0	0	0	0	0	0	0				93	зона I	Os _{1,00}
46	9_3	93,8	0	0,69	0	0	0	0	0				94,5	зона I	Os _{0,99} Ru _{0,01}
47	9_12	0	53,7	44,3	0	0	0	2,75	0,91				101,6	зона II	Ru _{0,56} Ir _{0,36} Fe _{0,06} Ni _{0,02}

Продолжение табл. 5.5

	№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Сумма	Форма находж	Кристаллохимическая формула
48	9_13	0	53,1	43,9	0	0	0	2,66	0,6				100,3	зона II	$Ru_{0,57}Ir_{0,36}Fe_{0,06}Ni_{0,01}$
49	9_15	0	49,3	48,3	0	0	0	2,34	0,54				100,5	зона II	$Ru_{0,61}Ir_{0,33}Fe_{0,05}Ni_{0,01}$
50	9_1	11,9	39,6	4,07	1,5	5,9	0	0,29	1,82		12	23,0	100,1	включ	$(Ir_{0,3}Os_{0,1}Ru_{0,06}Pt_{0,05}Rh_{0,02}Fe_{0,01})S_{0,55}As_{0,45}$
51	9_18	14,5	40,7	3,79	2,1	5,6	0	0,24	1,6		11,6	22,7	102,9	в зоне I	$(Ir_{0,32}Os_{0,1}Ru_{0,1}Pt_{0,04}Rh_{0,03}Ni_{0,04})S_{0,5}As_{0,5}$
52	12_4	96,8						0,64	1,64			0	99	зона I	$Os_{0,93}Ni_{0,05}Fe_{0,02}$
53	12_2	3,6	54,5	35,9				3,25	4,13				101,4	зона II	$Ir_{0,36}Ru_{0,45}Os_{0,02}Ni_{0,09}Fe_{0,07}$
54	12_3		54,6	39,6				3,64	3,16				101,1	зона II	$Ir_{0,36}Ru_{0,49}Fe_{0,08}Ni_{0,07}$
55	5a_1	96,2							0,98				97,1	зона I	$Os_{0,97}Ni_{0,03}$
56	5a_2		53,6	38,9				3,21	1,9				97,6	зона II	$Ir_{0,37}Ru_{0,51}Fe_{0,08}Ni_{0,04}$
57	5a_3			94,2					1,54				95,7	зона III	$Ru_{0,97}Ni_{0,03}$
58	86_1	97,9						0,57	0,58				99,13	зона I	$Os_{0,96}Fe_{0,02}Ni_{0,02}$
59	86_2		42,1	47,9				1,57	1,18	3,7			96,47	зона II	$Ir_{0,27}Ru_{0,59}Cu_{0,1}Fe_{0,04}Ni_{0,03}$
60	86_3			91,2					0,95				92,18	зона III	$Ru_{0,98}Ni_{0,02}$
61	86_4		3,23	88,1				0,63	1,58				93,52	зона III	$Ru_{0,94}Ir_{0,02}Ni_{0,03}Fe_{0,01}$
62	106_1	94,2						1,4					95,55	зона I	$Os_{0,95}Fe_{0,05}$
63	106_2		54,4	47,2				2,79					104,31	зона II	$Ru_{0,58}Ir_{0,35}Fe_{0,06}$
64	106_3		4,91	88,6									93,56	зона III	$Ru_{0,97}Ir_{0,03}$
65	10_1	77,6	5,58	1,9	0	0	0	2,18	6,47	0			93,8	Эмульс выдел в Gar	$Os_{0,9}Ir_{0,06}Ru_{0,04}$
66	10_5	0	54,5	0,84	0	6,9	0	8,45	28,3	0,44			99,4		$Ir_{0,29}Ni_{0,5}Fe_{0,16}Pt_{0,04}Ru_{0,01}Cu_{0,01}$
67	10_6	0	53,9	0,96	0	4	0	8,25	32,3				99,4		$Ir_{0,28}Ni_{0,55}Fe_{0,15}Pt_{0,02}$
68	11_5				42,5			0	25,6			30,6	98,7	сраст с Zkn	$Rh_{0,33}Ni_{0,35}As_{0,32}$
69	11_6			0	43,3		0	0,39	25,2			30,6	99,6		$Rh_{0,33}Ni_{0,34}Fe_{0,01}As_{0,32}$
70	11_9	1,8	61,2	30,9	0		0	4,16	1,57				99,8		$Ir_{0,43}Ru_{0,42}Fe_{0,1}Ni_{0,04}$

Продолжение табл. 5.5

№ образца		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Сумма	Форма находк	Кристаллохимическая формула
71	11_10	93,5	0	0	0	0	0	0,64	0,76			0	94,9	эмульс выдел в [Ir-Ru]	$Os_{0,95}Fe_{0,02}Ni_{0,03}$
72	13_1	2,5	66,8	22,4	0	0	0	5,39	2,1				99,1	сраст с Gar	$Ir_{0,49}Ru_{0,31}Os_{0,02}Fe_{0,14}Ni_{0,05}$
73	13_2	0	57,9	1,14	0	2,8	0	8,45	27,3				97,7		$Ir_{0,32}Ni_{0,49}Fe_{0,16}Pt_{0,02}Ru_{0,01}$
74	13_3	0	60,1	0,52	0	4,8	0	8,19	24,1				97,7		$Ir_{0,35}Ni_{0,46}Fe_{0,16}Pt_{0,03}Ir_{0,01}$
75	4a_1			102,8				0,63	0,79				104,3	в непуите	$Ru_{0,98}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
76	16_1		44,4	48,9				1,86	4,01			1,74	101	в Ni-As-O	$Ir_{0,27}Ru_{0,58}Ni_{0,08}Fe_{0,04}As_{0,03}$
77	16_2		46,5	49,8				1,93	2,89			0,75	101,9		$Ir_{0,29}Ru_{0,59}Ni_{0,06}Fe_{0,04}$
78	26_1	93,4						1,18	1,49				96,1	в непуите	$Os_{0,91}Fe_{0,04}Ni_{0,05}$
79	26_2		57,8	32,9				3,64	1,62				96,06		$Ir_{0,42}Ru_{0,45}Fe_{0,09}Ni_{0,04}$
80	36_1	81,3	15,0					1,08	0,75				98,18	эмульс выдел в Gar	$Os_{0,79}Ir_{0,15}Fe_{0,04}Ni_{0,02}$
81	36_2	90,9						1,75	2,57				95,26		$Os_{0,86}Ni_{0,08}Fe_{0,06}$
83	36_3		62,8					9,32	25,3				97,46		$Ir_{0,35}Ni_{0,47}Fe_{0,18}$
84	46_1					71,9		0,58	2,5	5,92	0,97	0,87	82,75	в Serp	$Pt_{0,72}Cu_{0,18}Ni_{0,08}Fe_{0,02}$
85	96_1		48,2	49,8				1,55	1,3				100,83	сгусток в (Ni,O)	$Ir_{0,32}Ru_{0,62}Fe_{0,03}Ni_{0,03}$
86	96_2		46,7	53,1				1,34	1,21				102,32		$Ru_{0,65}Ir_{0,3}Fe_{0,03}Ni_{0,03}$
87	6 ан_2		60,2					8,28	30,7				99,19	срастание с орселитом	$Ir_{0,32}Ni_{0,53}Fe_{0,15}$
88	6 ан_3		62,4	33,3				3,67	0,99				100,33		$Ir_{0,44}Ru_{0,45}Fe_{0,09}Ni_{0,02}$
89	6 ан_4		64,5	32,2				2,88	1,92				101,45		$Ir_{0,45}Ru_{0,43}Fe_{0,07}Ni_{0,04}$
90	6 ан_6		63,3	29,8				2,54	3,1				98,74		$Ir_{0,46}Ru_{0,41}Ni_{0,07}Fe_{0,06}$
91	7 ан_7	97,6											97,64	полифазный агрегат	$Os_{1,00}$
92	7 ан_8		59,1	39,1				1,38	2,02				101,51		$Ir_{0,41}Ru_{0,51}Ni_{0,05}Fe_{0,03}$
93	7 ан_11		38,6	63,1				0,33	1,31				103,35		$Ru_{0,73}Ir_{0,24}Ni_{0,03}$
94	7 ан_10		5,47	95,1				0,23	1,32				102,11		$Ru_{0,94}Ir_{0,03}Ni_{0,02}$

Окончание табл. 5.5

№ анализа		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Cu	Sb	Сумма	Форма находд	Кристаллохимическая Формула
95	6 ан_7				53,7			15,56	32,59	101,84	срастание с орселитом	$Rh_{0,5}Cu_{0,24}Sb_{0,26}$

Примечание: Зональные зерна (Os-Ir-Ru) состава - 1 ÷ 23 – **зерно 1**: 1-3 – зона I, (Os°), 4-7 – зона II (Ir-Ru), 8-10 – зона III, (Ru°); 11, 12 – закаринит $RhNiAs$ в срастании с зоной зона III – (Ru°); 13 - включение (Ir-Ru) в закарините; 14 – включение ирарсита $IrAsS$ в зоне I, (Os°); 15 – включение лаурита RuS_2 в зоне I, (Os°); 16 - 23 – новообразованный агрегат, состоящий из неупорядоченно расположенных участков различного состава: 16, 17, 23 – (Os°); 19, 20 – (Ir-Ru); 21 – нестехиометричная фаза состава (Cu-Ru-Pd); 24 ÷ 28 – **зерно 2**: 24, 25 - зона I, (Os°), 26, 27 - зона II (Ir-Ru), 28 - зона III, (Ru°); 29 ÷ 33 – **зерно 3**: 29 - зона I, (Os°), 30-32 - зона II (Ir-Ru); 33 ÷ 36 – **зерно 4**: 33, 34 - зона I, (Os°), 35, 36 - зона II (Ir-Ru); 37 ÷ 40 – **зерно 5**: 37 – зона I, (Os°), 38, 39 – зона II, (Ir-Ru), 40 – зона III, (Ru°); 41 ÷ 44 – **зерно 6**: 41, 42 – зона I, (Ir-Ru), 43, 44 – зона II, (Ru°); 45 ÷ 51 **зерно 7**: 45. 46 – зона I, (Os°), 47 - 49 – зона II, (Ir-Ru), 50, 51 - включения ирарсита ($IrAsS$) в зоне I, (Os°); 51 – эмульсионные выделения (Os°) в гарутите; 52 ÷ 54 – **зерно 8**: 52 – зона I, (Os°), 53, 54 – зона II, (Ir-Ru); 55 ÷ 57 – **зерно 9**: 55 – зона I, (Os°), 56 – зона II, (Ir-Ru), 57 – зона III, (Ru°); 58 ÷ 61 – **зерно 10**: 58 – зона I, (Os°), 59 – зона II, (Ir-Ru), 60, 61 – зона III, (Ru°); 62 ÷ 64 – **зерно 11**: 62 – зона I, (Os°), 63 – зона II, (Ir-Ru), 64 – зона III, (Ru°); (66, 67, 73, 74, 83, 87) – гарутит (Ir, Ni, Fe); 68, 69 - закаринит ($RhNiAs$); (65, 71, 78, 80, 81, 91) - (Os°); (70, 72, 76, 77, 79, 85, 86, 92) - (Ir-Ru); (75, 88-90, 93-94) - (Ru°); 84 – (Pt, Cu, Ni, Fe); 95 – (Rh, Cu, Sb). Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Карманов Н.С.

5.1.5 Минералогия ЭПГ в хромититах участка Ильчир

Минералы платиновой группы здесь представлены: высокотемпературными твердыми растворами (Os-Ir-Ru) состава, согласно современной номенклатуре отвечающие *осмию*, *иридию* (**рис. 5.2, д**), сульфоарсенидами (Os-Ir-Ru)AsS (**рис 5.5**); поздними «вторичными» соединениями МПГ: Os^o (Os = 85-98 мас.%), (Ir-Ru), Ru^o (Ru = 90-97 мас.%), соединениями ЭПГ с цветными металлами (Fe, Ni, Cu) и Sn (**рис. 5.6, 5.7**). Химический состав минералов приведен в **табл. 5.6**

Твердые растворы осмия, иридия образуют:

- 1) Индивидуальные зерна субидiomорфной и ксеноморфной формы. Для твердых растворов осмистого состава (гексагональная сингония) характерна удлиненная таблитчатая форма зерен (**прил. III, рис. 5б, г**) размером (5÷30) x (10÷100) мкм или сечения по {0001}. Твердые растворы иридистого состава (кубическая сингония) образуют выделения изометрической формы кубического габитуса размером 40 x 40 мкм. Зерна ксеноморфной формы имеют размеры (15÷80) x (20÷150) мкм (**прил. III, рис 5 а÷е**).
- 2) Сrostки с хромшпинелидами ксеноморфной формы, размером 20 x 30 мкм (**прил. III, рис. 5в**).

На классификационной диаграмме (**рис. 5.2д**) точки составов попадают в поле *иридия* (незначительная часть) и *осмия* в котором образуют рутениевый тренд, однако, не доходя до поля рутения. Содержание Os составляет 43÷59 мас.%, Ir = 28÷38 мас. %, Ru = 4÷10 мас.%, Pt = 6÷9 мас.%.

Поздние «вторичные» минералы ЭПГ в системе (Os-Ir-Ru) установлены:

- 1) Реликтовые участки в твердых растворах сульфоарсенидов (Os-Ir-Ru) (**прил. III, рис. 5з**), с содержанием Os > 75 мас.%;
- 2) Эмульсионные выделения Os^o (Os = 86 мас.%) в ирарсите (полифазный агрегат) и ксеноморфные выделения, входящие в состав полифазных агрегатов совместно с геверситом, ирарситом, лауритом, хизлевудитом (**прил. III, рис. 5к**).

На классификационной диаграмме точки составов данных соединений группируются возле самородного осмия аналогично составам I внутренней зоны из зональных кристаллов (**рис 5.2д**).

Рутений, Ir-Ru образуют ксеноморфные зерна размером от 20 до 50 мкм. В зернах наблюдается микропористая структура, из примесей присутствует Fe, Ni. По составу соединения Ir-Ru, Ru^o идентичны зональным кристаллам и отдельным зернам с других участков (**рис. 5.2 а-е, табл. 5.1 ÷ 5.6**). На диаграмме составов (**рис 5.2д**) точки ложатся практически на сторону Ir-Ru, в поле *рутения*, а также у вершины диаграммы (чистого Ru) и

идентичны составам II и III зон в зональных кристаллах. Содержание Ir = 33÷38 мас.%, Ru = 49÷51 мас.%, для «чистого» рутения Ru > 90 мас.%.

(Pt-Cu) образует отдельные ксеноморфные, угловатой формы выделения размером 10 ÷ 20 мкм, в межзерновых пространствах, находится в тесной ассоциации с минералами группы серпентина, одно зерно отмечено в срастании с Ir-Ru. В отраженном свете имеют белый цвет со слабым желтоватым оттенком. В работе Орсоева Д.А и Толстых Н.Д. описаны химические особенности фаз (Pt-Cu-Ni-Fe) и PtCu₃ и соотношения минералообразующих элементов, содержание Pt = 33÷47 мас.%, Cu = 43÷47 мас. %, примеси Ni = 0,2÷0,7 мас.%, Sb = 2÷6 мас.%. Некоторые зерна этого минерала имеют концентрическую зональность, выраженную в том, что центральную часть слагают соединения состава (Pt-Fe-Ni-Cu), а по периферии сменяются (Pt-Cu) (Орсоев и др., 2001). В наших образцах в соединениях (Pt-Cu), содержание Cu гораздо выше (71 мас.%) и формула имеет вид PtCu₉, отличительной особенностью является отсутствие примесей Sb, Au (табл. 5.6, рис. 5.6).

(Pt-Fe-Ni-Cu) – эта фаза встречается в виде включений (вторичных) в осмии (прил. III, рис. 5, и), также она обнаружена в центральной части нескольких зерен состава PtCu₃ (Орсоев и др., 2001). На диаграмме в системе [Pt (+ Au) – Fe (+ Ni) – Cu (+ Sb)] фазы образуют практически непрерывный тренд составов от ферроникельплатины Pt₂FeNi → туламинит Pt₂FeCu к фазе PtCu₃ (рис 5.6). Также были установлены фазы состава (Ni, Ir, Fe ±Pt), по химизму они отвечают промежуточному составу гарутит (Ni, Fe, Ir) – аваруит Ni₃Fe, или по другому можно назвать Ir, Pt содержащий аваруит, химический состав приведен в таблице 5.6

Rh₂SnCu – этот минерал образует ксеноморфные выделения в трещине между зернами хромшпинелида размером 5 мкм в срастании с Ir-Pt содержащим аваруитом. По содержанию Rh он идентичен фазе этого же состава из Харанурского участка, но характеризуется более низким содержанием Sn, Cu и более высоким содержанием Sb. На диаграмме в координатах Rh (Pd, Pt) – Cu (Ni, Fe, Sb) – Sn точки составов группируются возле кабриита Pd₂SnCu

Эрлихманит-лаурит (Os, Ru)S₂ установлен в полифазном агрегате совместно с осмием, сперрилитом PtAs₂, ирарситом IrAsS, (Ru, Pt)AsS (прил. III, рис. 5к, м.);

Сульфоарсениды (Os, Ir, Ru) в хромититах Ильчирского участка обнаружены в виде:

- (а) Индивидуальные ксеноморфные зерна 10x15 мкм;
- (б) В полифазных агрегатах (прил. III, рис. 5и-м) совместно с осмием (Os > 80 мас.%), сперрилитом, [(Ru, Pt)AsS], эрлихманит-лауритом, из примесей в ирарсите присутствуют Os до 6 мас.%; Ru до 4 мас.%; в срастании с хизлеводитом;

(в) Сrostки идиоморфных зерен, в которых соединения осарсит-ирарсит-руарсит образуют сложные симплектитовые срastания - структуры взаимного проникновения и прорастания (прил. III, рис. 5ж, з). Возможно, первоначально это была гомогенная фаза, при падении температуры она разложилась. Твердые растворы Os-Ir-Ru состава замещаются сульфoарсенидами этих металлов, с сохранением в центральной части зерна реликтов осмия. В вышеупомянутом зерне наблюдаются интересные микроструктурные особенности. Видно, что при замещении, происходит вынос Ir, Ru, которые более охотно реагируют с S, As, в то время как Os крайне неохотно вступает в реакцию, что приводит в итоге, к образованию чистого Os₉₀₋₉₅ и твердого раствора (Os, Ir, Ru)AsS, который в свою очередь распадается с формированием симплектитовых структур. В сульфoарсенидах, замещающих осмий, иридий можно наблюдать следующие особенности состава: в ирарситах содержание Ir составляет 51 ÷ 59 мас.%, примесь Os, Ru незначительна 0,9 ÷ 4,5 и 0,7 ÷ 3,2 мас. % соответственно; с другой стороны в осарсите наряду с минералообразующим Os, наблюдаются существенные концентрации Ru = 8 ÷ 12 мас.% и незначительная примесь Ir = 0 ÷ 6 мас.% (табл. 5.6).

Фаза (Ir, As, Sb, S) - обнаружена в составе позднего парагенезиса в виде включения (обособления) округлой формы в Pt содержащем (Os-Ir-Ru) твердом растворе (прил. III, рис. 5и). По составу она ближе всего к *толовкиту* IrSbS, вероятно можно отнести его к толовкиту, в котором часть Sb → As. Из примесей в этой фазе присутствуют Pt = 1,15 мас.% и Ru = 1,49 мас.%. Кроме этой фазы в этом же зерне наблюдаются вторичные включения ирарсита с примесью Sb и (Pt, Fe, Ni, Cu). Фазы схожего состава (Ir, Sb, As, S) с примесью Pt, Rh были обнаружены в виде включений неправильной формы в сперрилите из россыпи ручья Майор, генетически связанных с концентрически-зональным клинопироксенит-дунитовым массивом Филиппа (Коряко-Камчатский платиноносный комплекс) (Толстых, 2004). Соединение IrSbAs с примесью Os встречалось в россыпях Приморья, в составе наложенного парагенезиса на твердые растворы Os-Ir-Ru состава (Щека и др., 1991).

Геверсит PtSb₂ – входит в состав полифазных агрегатов с хизлевудитом, ирарситом, лауритом, Os₉₄ (прил. III, рис. 5к)

Таблица 5.6

Химический состав МПГ виз хромититов Ильчирского участка (мас. %)

Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	Cu	Sb	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	350-97_2	49,2	37,9	9,8	0,11	1,89	0,15	0,04	0,04	0,01		99,20	Os _{0,46} Ir _{0,35} Ru _{0,17} Pt _{0,02}
2	350-97_3	52,44	38,02	6,04	0,17	1,69	0,15	0,05	0,07			98,63	Os _{0,5} Ir _{0,36} Ru _{0,11} Pt _{0,02}
3	350-97_6	52,61	38,93	5,39	0,2	1,37	0,18	0,03	0,08			98,79	Os _{0,51} Ir _{0,37} Ru _{0,1} Pt _{0,01}
4	350-97_10	49,28	37,72	9,81	0,36	1,95	0,2	0,03	0,09			99,44	Os _{0,45} Ir _{0,34} Ru _{0,17} Pt _{0,02} Rh _{0,01} Fe _{0,01}
5	350-97_13	50,58	37,63	8,48	0,51	1,93	0,26	0,04	0,05	0,05		99,53	Os _{0,47} Ir _{0,35} Ru _{0,15} Pt _{0,02} Rh _{0,01} Fe _{0,01}
6	350-97_14	49,71	37,08	9,19	0,49	1,91	0,3	0,04	0,03			98,75	Os _{0,46} Ir _{0,34} Ru _{0,16} Pt _{0,02} Rh _{0,01} Fe _{0,01}
8	350-97_15-2	50,51	36,78	9,48	0,44	1,9	0,28	0,02	0,06			99,47	Os _{0,47} Ir _{0,34} Ru _{0,16} Pt _{0,02} Rh _{0,01} Fe _{0,01}
9	350-97_17	52,67	36,5	8,53	0,57	1,6	0,28	0,07	0,04	0,02		100,28	Os _{0,48} Ir _{0,33} ru _{0,15} Rh _{0,01} Pt _{0,01} Fe _{0,01}
10	350-97_19	49,73	38,03	8,26	0,64	1,84	0,26	0,26	0,07	0,06		99,15	Os _{0,46} Ir _{0,35} ru _{0,14} Pt _{0,02} Rh _{0,01} Fe _{0,01} Ni _{0,01}
11	350-97_22	50,38	37,59	8,32	0,42	1,97	0,22	0,05	0,08	0,02		99,05	Os _{0,47} Ir _{0,35} Ru _{0,15} Pt _{0,02} Rh _{0,01} Fe _{0,01}
12	350-97_25	54,25	32,71	10,93	0,19	1,53	0,13	0,01	0,05	0,04		99,84	Os _{0,49} Ir _{0,3} Ru _{0,19} Pt _{0,01}
13	350-97_27	47,88	38,62	10,35	0,24	1,79	0,19	0,02	0,06	0,02		99,17	Os _{0,44} Ir _{0,35} Ru _{0,18} Pt _{0,02} Fe _{0,01}
14	350-97_30	51,41	38,27	7,43	0,44	1,62	0,17	0,04	0,06	0,01		99,45	Os _{0,48} Ir _{0,36} Ru _{0,13} Rh _{0,01} Pt _{0,01} Fe _{0,01}
15	350-97_33	50,18	38,63	8,34	0,22	1,55	0,15	0,02	0,04			99,13	Os _{0,47} Ir _{0,36} Ru _{0,15} Pt _{0,01}
16	350-97_34	47,12	36,81	11,49	0,33	1,9	0,25	0,05	0,05			98,00	Os _{0,43} Ir _{0,33} Ru _{0,2} Pt _{0,02} Rh _{0,01}
17	350-97_35	49,78	37,16	8,64	0,55	1,62	0,24	0,04	0,04			98,07	Os _{0,47} Ir _{0,35} Ru _{0,15} Rh _{0,01} Pt _{0,01}
18	350-97_37	53,83	35,67	7,29	0,14	1,15	0,21	0,04	0,04			98,37	Os _{0,51} Ir _{0,34} Ru _{0,13} Pt _{0,01} Fe _{0,01}
19	350-97_40	53,15	39	5,67	0,22	1,56	0,16	0,03	0,07			99,86	Os _{0,51} Ir _{0,37} Ru _{0,1} Pt _{0,01}
20	350-97_44	48,62	36,86	10,17	0,25	1,82	0,28	0,05	0,06	0,01		98,12	Os _{0,45} Ir _{0,34} Ru _{0,18} Pt _{0,02} Fe _{0,01}

Продолжение табл. 5.6

Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	Cu	Sb	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
21	350_1_4-1	44,88	31,82	19,03	2,34	0,35	0,01					98,43	$Os_{0,38}Ir_{0,27}Ru_{0,3}Rh_{0,04}Fe_{0,01}$
22	350_1_8-1	43,98	31,81	19,43	1,23	1,2	0,31	0,12				98,08	$Os_{0,38}Ir_{0,27}Ru_{0,31}Rh_{0,02}Pt_{0,01}Fe_{0,01}$
23	350_2_4-1	51,89	37,13	7,39	2,05	1,7	0,47	0,24				100,87	$Os_{0,47}Ir_{0,33}Ru_{0,13}Rh_{0,03}Pt_{0,02}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$
24	350_4_2-2	48,1	38,05	11,68								97,83	$Os_{0,45}Ir_{0,35}Ru_{0,2}$
25	350-97-16-2	35,09	50,7	5,08	0,23	6,38	0,42	0,11	0,1			98,11	$Ir_{0,48}Os_{0,34}Ru_{0,09}Pt_{0,06}Fe_{0,01}$
26	350-97-20	29,5	53,41	5,84	1,03	8,71	0,47	0,15	0,1	0,05		99,26	$Ir_{0,5}Os_{0,28}Ru_{0,1}Pt_{0,08}Rh_{0,02}Fe_{0,02}$
27	350-97-29	28,88	49,05	8,26	1,99	9,51	0,49	0,16	0,06	0,06		98,46	$Ir_{0,45}Os_{0,27}Ru_{0,14}Pt_{0,09}Rh_{0,03}Fe_{0,02}$
28	BC-65_2-3	66,06	26,59	4,44	0,61	0,00						97,70	$Os_{0,65}Ir_{0,26}Ru_{0,08}Rh_{0,01}$
29	Д 10_1_32-12	59,77	33,07	6,02								98,86	$Os_{0,58}Ir_{0,32}Ru_{0,11}$
30	Д 10_1_3-3	55,91	36,21	6,88								99,00	$Os_{0,53}Ir_{0,34}Ru_{0,12}$
31	350_6_1-1	50,82	37,74	10,05		0,56	0,11					99,28	$Os_{0,46}Ir_{0,34}Ru_{0,17}Fe_{0,02}$
32	350_3_1-1	31,59	49,77	6,81		8,55	0,14					97,42	$Ir_{0,47}Os_{0,3}Ru_{0,12}Pt_{0,08}Fe_{0,02}$
33	К-61-09_z_8	7,63	38,95	49,65		0,13	1,72	0,47	0,11			98,66	$Ru_{0,63}Ir_{0,26}Os_{0,05}Fe_{0,04}$
34	К-61-09_z_11	0,25	3,75	93,02	0,00	0,00	0,21	0,09	0,30			97,62	$Ru_{0,97}Ir_{0,03}$
35	К-61-z_13	0,00	1,81	97,29	0,00	0,61	0,23	0,19	0,00			100,14	$Ru_{0,98}Ir_{0,02}$
36	К-61-09_z_15	0,00	1,13	97,80	0,15	0,23	0,17	0,11	0,00			99,59	$Ru_{0,99}Ir_{0,01}$
37	Д 10_1_31-9	95,39	6,42									101,81	$Os_{0,94}Ir_{0,06}$
38	Д 10_1_32-8	90,38	10,40									100,78	$Os_{0,91}Ir_{0,1}$
39	Д 10-1_31-4	47,91	4,97	11,64						10,91	27,52	102,95	$Os_{0,34}Ru_{0,16}Ir_{0,04}S_{0,5}As_{0,5}$

Продолжение табл. 5.6														
Образец		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	Cu	Sb	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
40	Д 10-1_31-5	44,52	5,09	11,92							10,33	27,14	99,00	Os _{0,33} Ru _{0,17} Ir _{0,04} S _{0,49} As _{0,51}
41	Д 10-1_31-10		60,73								12,14	27,02	99,89	Ir _{0,41} S _{0,53} As _{0,47}
42	Д 10-1_32-1		59,23								11,69	25,89	96,81	Ir _{0,42} S _{0,53} As _{0,47}
43	350_4_4-2	8,14	57,6	1,23							11,8	22,89	101,66	Ir _{0,44} Os _{0,06} Ru _{0,02} S _{0,55} As _{0,45}
44	350_6_1-2	4,3	58,5	1,5	2,1			2,51			11,39	22,68	103,05	Ir _{0,45} Os _{0,03} Ru _{0,02} Rh _{0,03} Ni _{0,06} S _{0,55} As _{0,45}
45	ВСБ-27_1-6		58,7	2,65	0,00		0,56				12,49	22,94	97,30	Ir _{0,42} Ru _{0,04} S _{0,58} As _{0,42}
46	ВСБ-27_1-7		58,00	4,14			0,48				12,75	22,88	98,25	Ir _{0,41} Ru _{0,06} S _{0,58} As _{0,42}
47	BC-65_1-5	86,03	0,00	8,96		0,00	0,38	0,00					95,37	Os _{0,83} Ru _{0,16} Fe _{0,01}
48	350_4_8-5	94,08						4,47					98,55	Os _{0,87} Ni _{0,13}
49	BC-65_1-4	0,00	4,64	38,55	0,00	15,82	0,00				27,73	12,91	99,65	Ru _{0,5} Pt _{0,11} Ir _{0,02} S _{1,77} As _{0,23}
50	BC-65_1-7	4,67	1,78	52,68	0,00	2,25	0,26	0,32			36,05	3,45	101,46	Ru _{0,52} Os _{0,02} Ir _{0,01} Pt _{0,01} Ni _{0,01} S _{1,95} As _{0,05}
51	BC-65_1-9	14,24	3,07	42,72	0,00	2,41				0,00	32,94	2,34	97,72	Ru _{0,5} Os _{0,09} Ir _{0,02} Pt _{0,01} S _{1,96} As _{0,04}
52	350_4_8-4	2,7	3,35	53,27				0,89			36,51	0,74	97,46	Ru _{0,52} Ir _{0,02} Ni _{0,01} S _{1,99} As _{0,01}
53	BC-65_1-1	5,18	37,94	4,53	4,33	9,68	0,00				12,81	24,41	98,88	Ir _{0,26} Pt _{0,06} Ru _{0,06} Rh _{0,05} S _{0,57} As _{0,43} Os _{0,04}
54	BC-65_1-3	6,13	43,76	2,83	4,52	2,94	0,31				13,41	22,90	96,80	Ir _{0,29} Rh _{0,06} Os _{0,04} Ru _{0,04} Pt _{0,02} S _{0,6} As _{0,4}
55	350_4_8-3	1,5	53,8	1,66	1,48			2,24		3,13	11,47	21,22	96,50	Ir _{0,42} Ru _{0,02} Rh _{0,02} Ni _{0,06} Sb _{0,04} S _{0,57} As _{0,43}
56	BC-65_1-2		2,22	0,67	0,55	53,49	0,22				0,60	40,32	98,07	Pt _{0,99} Ir _{0,04} Ru _{0,02} Rh _{0,02} As _{1,94} S _{0,06}
57	350_4_8-2					41,74		3,31		55,3			100,33	Pt _{0,94} Ni _{0,25} Sb ₂
58	К-61-4z					23,92	0,61		71,63		0,62	2,26	99,04	Cu _{0,86} Pt _{0,09} S _{0,02} As _{0,02}
59	К-61_2-2		28,59				9,16	52,37	5,80			1,50	97,42	Ni _{0,73} Ir _{0,12} Cu _{0,07} Fe _{0,06} As _{0,02}

Продолжение табл. 5.6

Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	Cu	Sb	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
60		8,28			2,35	11,84	70,35	3,24		1,56	2,40	100,02	$\text{Ni}_{0,86}\text{Fe}_{0,06}\text{Cu}_{0,04}\text{Ir}_{0,03}$
61				46,22		7,05	2,22	24,16	4,09				

Окончание табл. 5.6

Образец	Rh	Pt	Fe	Ni	Cu	Sn	Sb	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
61	46,22		7,05	2,22	24,16	19,53	4,09			103,27	$\text{Rh}_{0,38}\text{Cu}_{0,32}\text{Sn}_{0,14}\text{Fe}_{0,11}\text{Sb}_{0,03}$

Примечание: **1 ÷ 32** – твердые растворы [Os-Ir-Ru] состава: (1-24), (28-31) – осмий, (25-27) – иридий; **32** – иридий с сростанием с хромшпинелидом; **33** – [Ir-Ru]; **34 ÷ 36** – [Ru^o]; **37, 38** – [Os^o]; **39 ÷ 46** – ирарсит [IrAsS]; **47 ÷ 57** – МПГ, образующие полифазные агрегаты: 47, 48 - [Os^o], 49, 50, 52 – лауриты [RuS₂], 53-55 – ирарситы [IrAsS]; 56 – сперрилит [PtAs₂]; 57 – геверсит ; **58** – (Cu-Pt) в сростании с [Ir-Ru]; **59, 60** – Ir аварунит; **61** – Rh аналог кабриита [Rh₂CuSn].

Анализы (1 ÷ 20, 58) - выполнены на электронном микрозонде CAMEBAX-MICRO, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хмельникова О.С. Анализы (21 ÷ 57), (59 ÷ 61) выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

5.2 Минералогия ЭПГ в хромититах Южной ветви

5.2.1 Минералогия ЭПГ в хромититах Хушагольского и Горлык-Гол-Дабан-Жалгинского участков

В Южной ветви платинометалльная минерализация была изучена в хромититах в основном из Хушагольского участка и в паре проб хромититов из долины ручья Горлык-Гол-Дабан-Жалга. Здесь не наблюдается такого видового разнообразия МПГ, как в хромититах Северной ветви офиолитов. МПГ представлены следующими соединениями: твердые растворы в системе (Os-Ir-Ru), сульфиды, сульфоарсениды и арсениды этих металлов (**рис.5.16**). Кроме того, среди МПГ, в незначительном количестве, были обнаружены поздние «вторичные» МПГ: самородный осмий (Os > 80 мас.%) и [Ir-Ru], редкие неназванные фазы по составу отвечающие уже вышеупомянутой фазе Rh-Sn-Cu и неизвестное соединение (Ru-O). Химический состав минералов приведен в **таблице 5.7** и на классификационной диаграмме **рис. 5.2e**

Твердые растворы Os-Ir-Ru состава согласно современной классификации, также как и в Северной ветви, отвечают *осмию* и *иридию* (единичное зерно), образуя рутениевый тренд (**рис. 5.2e**). Содержание Os составляет 42÷53 мас.%, Ir = 35÷40 мас.%, Ru = 5÷11 мас.%. *Осмий, иридий* образуют индивидуальные зерна таблитчатой, изометричной и ксеноморфной формы (**прил. III, рис. 6а-в**) или включения зерен таблитчатой формы размером (5÷8) x (10÷30) мкм в хромшпинелидах (**прил. III, рис. 6г**);

Самородный осмий (Os > 80 мас.%) и Ir-Ru обнаружены в виде реликтовых «островков» внутри лаурита, ирарсита. Они имеют выделения неправильной формы, размером около 10 мкм и эмульсионные выделения в полифазном агрегате (лаурит, ирарсит, рутенарсенит) и аваруите (**прил. III, рис. 6ж**). К сожалению размер частиц МПГ в аваруите не позволяет точно установить их химический состав, уверенно фиксируется Os, но реальные соотношения элементов достоверно установить не представляется возможным. На диаграмме составов (**рис. 5.2e**) точки составов группируются у вершины Os, в поле осмия и в поле иридия, близко к стороне Ir-Ru.

Сульфиды, сульфоарсениды, арсениды системы (Os-Ir-Ru)

Следует отметить, что сульфиды ЭПГ в хромититах Южной ветви распространены в большей степени, чем в Северной (**рис. 5.1**). Они представлены лауритом, твердыми растворами ирарсит – руарсит IrAsS – RuAsS.

Лаурит RuS₂ встречается в индивидуальных зернах, агрегатах зерен ксеноморфной формы в сростании с рутенарсенидом и ирарситом, твердыми растворами Os-Ir-Ru состава (**прил. III, рис. 6ж, з**). Размер зерен лауритов составляет 12 ÷ 40 мкм. В углеродизированном хромитите зерна лаурита показывают неоднородное строение, отдельные участки имеют пористую микроструктуру (**прил. III, рис. 6ж, з**). Из примесей в лаурите отмечаются Pt = 2÷2,5 мас.%, Os =

2÷6 мас.%, Ir до 6 мас.%. В отдельном зерне лаурита, находящегося в сростании с ирарситом, содержание Ir составляет 14÷16 мас.%. Лауриты с содержанием Ir = 11,4 мас. % установлены на территории Папуа-Новая Гвинея (Harris, 1974). В одном из зерен наблюдается неоднородность состава (**прил. III, рис. 6з, таб. 5.7, ан 32, 33, 34**), выделяются участки, отвечающие по составу RuS_2 и $(Ru-Os)S_2$. Возможны два варианта, объясняющие микроструктуру зерна: либо это сростание эрлихманита с лауритом, либо это распад твердого раствора лаурит-эрлихманит. Важно отметить, что лауриты из хромититов Хушагольского участка содержат Os, чего не наблюдается в лауритах из хромититов Северной пластины. Эта особенность химического состава лауритов коррелирует с глиноземистостью хромшпинелидов. Как уже отмечалось выше (в главе Минералогия), хромшпинелиды в хромититах Южной ветви более глиноземисты, по сравнению с таковыми Северной ветви. Схожая закономерность наблюдается в хромититах из офиолитового комплекса Тиебаги. Хромшпинелиды, имеющие более глиноземистый состав, (содержание глинозема, как было показано, отражает степень частичного плавления ВМ) содержат включения эрлихманитов, либо Os – Ir лауритов. В то время как низкоглиноземистые, высокохромистые хромшпинелиды массива ду Суд содержат включения самородных сплавов МПГ (Auge, 1988).

Твердые растворы осарсит - ирарсит – руарсит (Os-Ir-Ru) SAs образуют каймы вокруг твердых растворов Os-Ir-Ru состава. В углеродизированных хромититах агрегаты сульфоарсенидов и арсенидов состава IrAsS и RuAs замещают лаурит. Они развиваются по трещинам и поровым пространствам в лаурите. В сростании с лауритом и как продукт замещения лаурита - ирарсит содержит примеси Pt, меньше Ru, Os, что можно представить в виде твердого раствора руарсит-платарсит-ирарсит-осарсит (*Ru-Pt-Ir-Os*)SAs. В целом из примесей присутствуют Pt = 3÷9 мас.%, Ru = 3÷8 мас.%.

Рутенарсенид RuAs. Арсенид Ru является малораспространенным и слабоизученным соединением ЭПГ. Единичные находки этого минерала зафиксированы в ассоциации с лауритом, ирарситом на территории Папуа-Новая Гвинея (Harris, 1974). В исследованных хромититах рутенарсенид установлен как продукт замещения лаурита (**прил. III, рис. 6д**). Он содержит значительную примесь Ni = 6,8 мас.% (**табл. 5.7**) и соответствует формуле $(Ru_{0,83}, Ni_{0,21})_{1,04} As$, то есть отношение Ru:As близко 1:1.

(Rh,Pd)₂SnCu образует, зерна прямоугольной формы, размером 30 x 40 мкм.

Соединение (Ru – O) обнаружено единичное неправильной угловатой формы зерно, размером 25 мкм в сростании орселитом (**прил. III, рис. 6з**). Формула соединения $(Ru_{1,7} O_{1,00})$, близкое к стехиометрическому соотношению Ru_2O .

Таблица 5.7

Химический состав МПГ из хромититов Хушагольского участка (мас.%).

	Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	Sn	Sb	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	349-97-1	50,7	35,06	10,31	0,26	1,56		0,1		0,1		0,02	0,13		98,23	$Os_{0,47}Ir_{0,32}Ru_{0,18}Pt_{0,01}$
2	К-37_3-1	46,7	38,86	14,45											100,01	$Os_{0,42}Ir_{0,34}Ru_{0,24}Pt_{0,01}$
3	BC-18_4	47,46	38	11,01	0,68	2,13									99,28	$Os_{0,43}Ir_{0,34}Ru_{0,24}Rh_{0,01}Pt_{0,02}$
4	BC-17_2	50,48	40,24	7,28	0,37	1,44									99,81	$Os_{0,48}Ir_{0,38}Ru_{0,13}Rh_{0,01}Pt_{0,02}$
5	BC-17_3	52,45	40	5,6	0,36	1,43									99,84	$Os_{0,5}Ir_{0,38}Ru_{0,13}Rh_{0,01}Pt_{0,01}$
6	BC-17_5	50	39,28	8,81	0,38	2,06									100,53	$Os_{0,46}Ir_{0,36}Ru_{0,15}Rh_{0,01}Pt_{0,02}$
7	BC-17_6	53,48	37,83	7,06	0,38	1,29									100,04	$Os_{0,5}Ir_{0,35}Ru_{0,13}Rh_{0,01}Pt_{0,01}$
8	BC-17_8	48,97	40,22	8,54	0,39	1,69							0,02		99,83	$Os_{0,46}Ir_{0,37}Ru_{0,15}Rh_{0,01}Pt_{0,02}$
9	BC-17_9	53,46	38,14	6,91	0,31	1,15									99,97	$Os_{0,5}Ir_{0,36}Ru_{0,12}Rh_{0,01}Pt_{0,01}$
10	BC-18_2	42,56	41,15	13,48	1,12	1,44									99,75	$Os_{0,38}Ir_{0,36}Ru_{0,23}Rh_{0,02}Pt_{0,01}$
11	BC-18_1	25,01	54,31	10,75	2,1	7,43									99,6	$Os_{0,23}Ir_{0,49}Ru_{0,18}Rh_{0,04}Pt_{0,07}$
12	OK-162a_1-2	15,51	2,94	45,13				0,32	0,64				27,47	1,23	93,24	$Ru_{0,67}Os_{0,12}Ir_{0,02}Ni_{0,01}S_{1,98}As_{0,02}$
13	OK-162a_1-3	14,1	3,1	46,95				0	0,64				27,75	0,75	93,29	$Ru_{0,69}Os_{0,11}Ir_{0,02}Ni_{0,01}S_{1,99}As_{0,01}$
14	К-37_7-1		1,64	61,72									35,61	1,03	100	$Ru_{0,62}Ir_{0,01}S_{1,99}As_{0,01}$
15	BC-17_4	3,68	1,97	67,33	0,49								24		97,47	$Ru_{1,19}Ir_{0,02}Os_{0,03}Ni_{0,01}S_2$
16	BC-17_7	4,19	4,12	59,84	0,37								29,49		98,01	$Ru_{0,81}Ir_{0,03}Os_{0,03}S_2$
17	OK-162_12-2	6,94	3,85	53,3					1,05				30,1	0,88	96,12	$Ru_{0,69}Os_{0,05}Ir_{0,03}Ni_{0,01}S_{1,98}As_{0,02}$
18	OK-162a_1-1	6,89	1,71	55,11				0,18	0,66				33,59	1,13	99,27	$Ru_{0,61}Os_{0,04}Ir_{0,01}S_2$
19	OK-162a_5-1	2,84	1,14	51,31				0,31	0,89				35,74	2,71	94,94	$Ru_{0,5}Os_{0,01}Ir_{0,01}S_{1,96}As_{0,04}$
20	OK-162a_5-2	2,17	2,76	50,28				0,34	1,58				35,21	5,76	98,1	$Ru_{0,49}Os_{0,01}Ir_{0,01}S_{1,92}As_{0,08}$
21	BC-18_5	14,64	43,9	3,24	0,92	3,11							10,26	22,83	98,9	$Ir_{0,23}Os_{0,08}Ru_{0,03}Pt_{0,02}Rh_{0,01}S_{0,32}As_{0,3}$
22	OK-162a_5-2	1,58	0	43,67									14,81	33,57	93,63	$Ru_{0,28}Os_{0,01}S_{0,43}As_{0,29}$
23	349-97_3-1	99,24													99,24	Os _{1,00} в лаурите
24	BC-68_9-1	89,25						2,54	5,69						97,48	Os _{0,77} Ni _{0,16} Fe _{0,07}

Окончание табл. 5.7

	Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	Sn	Sb	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
25	BC-68_9-2	81,1						4,95	13,95						100	$Os_{0,57}Ni_{0,32}Fe_{0,12}$
26	K-37_6-8	89,71	8,75												98,46	$Os_{0,91}Ru_{0,09}$
27	K-37_6-3	82,95	14,31	2,06									0	0	99,32	$Os_{0,82}Ir_{0,14}Ru_{0,04}$
28	K-37_6-4	12,33	34,23	49,98									0,9	2,56	100	$Ru_{0,62}Ir_{0,22}Os_{0,08}S_{0,03}As_{0,04}$
29	K-37_6-1		16,59	43,91		2,54							29,55	7,09	99,68	$Ru_{0,57}Ir_{0,11}Pt_{0,01}S_{1,88}As_{0,12}$
30	K-37_6-10		14,12	47,38		2,09							30,25	6,15	99,99	$Ru_{0,59}Ir_{0,09}Pt_{0,01}S_{1,9}As_{0,1}$
31	K-37_6-2		48,52	6,23		9,25							11,89	24,11	100	$Ir_{0,35}Ru_{0,09}Pt_{0,07}S_{0,55}As_{0,45}$
32	K-37_6-9		50,32	5,94		5,76							12,83	24	98,85	$Ir_{0,35}Ru_{0,08}Pt_{0,04}S_{0,58}As_{0,42}$
33	K-37_6-7		40,3	10,05		13,41							11,84	24,39	99,99	$Ir_{0,29}Ru_{0,14}Pt_{0,1}S_{0,55}As_{0,45}$
34	K-37_6-5			48,6					6,85					43,17	98,62	$Ru_{0,41}Ni_{0,01}As_{0,49}$
35	Ок-162_11-3	6,18	4,16	40,79								28,55	10,49	1,38	91,55	$Ru_{0,37}Os_{0,03}Ir_{0,02}Sb_{0,22}S_{0,34}As_{0,02}$
36	BC-6_5-1				44,45		7,87			14,08	25,86	7,04			99,3	$Rh_{0,43}Pd_{0,07}Cu_{0,22}Sn_{0,22}Sb_{0,06}$

Примечание: **1 ÷ 11** – твердые растворы Os-Ir-Ru: 1-10 – осмий, 11 – иридий; **12, 13** – лаурит-эрлихманит $(Os-Ru)S_2$; **14 ÷ 20** – лаурит RuS_2 ; **21** – ирарсит $IrAsS$; **22** – руарсит $RuAsS$; **23 ÷ 25** – Os° : 23 – в лаурите, 24, 25 – в аваруите; **26 ÷ 34** – МПГ образующие полифазный агрегат: 26, 27 - Os° , 28 – Ir-Ru, 29, 30 – лаурит RuS_2 , 31-33 – ирарсит $IrAsS$, 34 – $RuAs$; **35** – $(Ru-Sb)$; **36** – $(Rh, Pd)_2SnCu$. Анализы (21 ÷ 57), (59 ÷ 61) выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

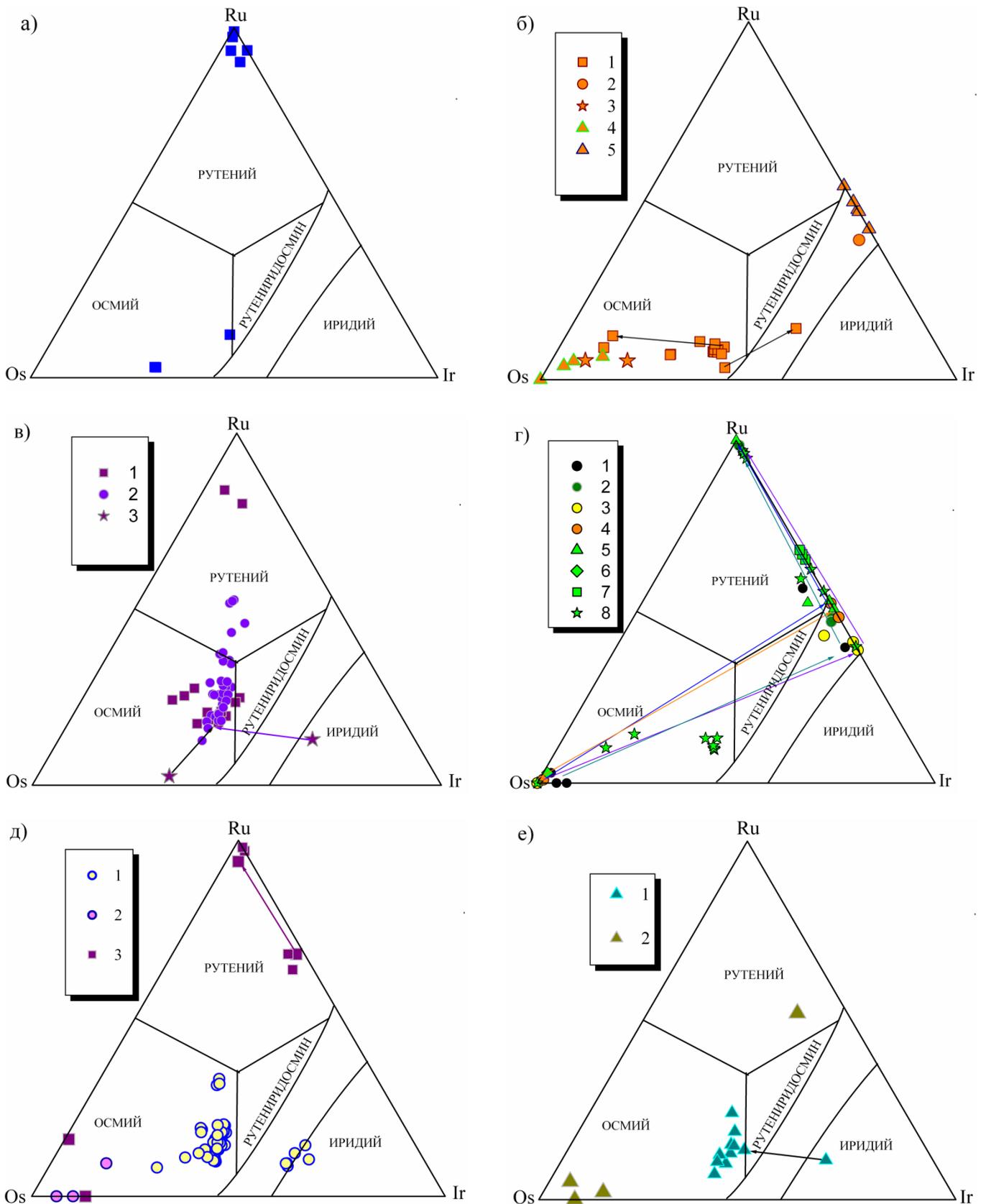


Рис. 5.2 Диаграммы составов минералов платиновой группы (Os-Ir-Ru) состава: **(а)** - участок Харанур: осмий, рутений; **(б)** – Харьков: 1 – твердые растворы осмия, иридия (индивид зерна), 2 – Ir-Ru – включение в осмии, 3 - осмий из ламелл в изоферроплатине; полифазные агрегаты: 4 –

осмий, 5 - Ir-Ru; **(в)** - Зун-Оспа: 1 – из коренных хромититов, 2 – из деллювиальных хромититов; 3 – включения в твердых растворах (Os-Ir-Ru); **(г)** – Зун-Оспа-Ильчир: 1 ÷ 4 – составы индивидуальных зональных зерен, линиями одного цвета соединены составы в пределах одного зерна, 5 – «губчатый агрегат» в межзерновом пространстве фазы (Ni-O), 6 – зерно в матриксе (Ni-As-O) состава, 7 – включение в гарутите, 8 – выделения в полифазном агрегате; **(д)** – Ильчир: 1 – твердые растворы осмия, иридия, 2 – осмий в ассоциации с сульфоарсенидами Ir, Ru, 3 – осмий, [Ir-Ru], рутений из полифазных агрегатов, отдельных зерен; **(е)** – Хушагольский участок: 1 – твердые растворы осмия, иридия, 2 – осмий, рутений (реликтовые микрочастицы, эмульсионные выделения в полифазных агрегатах, ксеноморфные зерна).

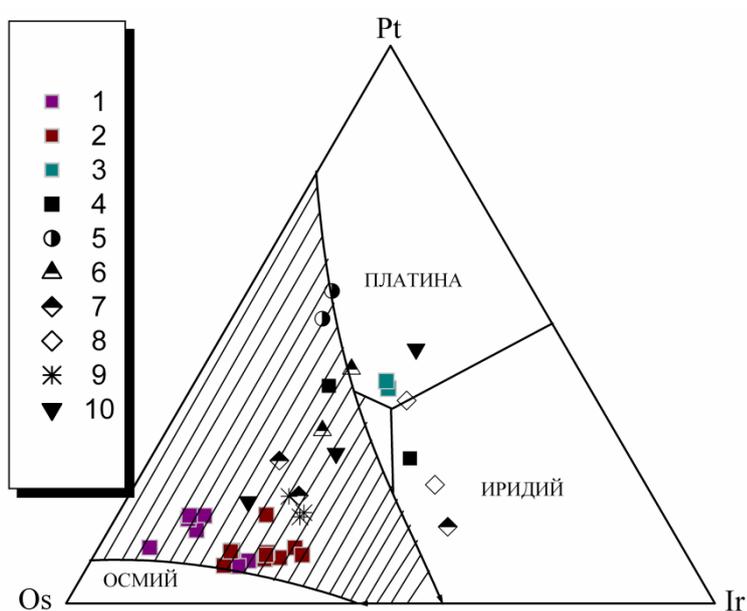


Рис. 5.3 Диаграмма (Os, Ru) – Ir – Pt МПГ из хромититов Зун-Оспинского участка, : **1** –коренных; **2** деллювиальных; **3** – включения в твердых растворах осмия, **4÷10** литературные данные: 4 – Мочалов, Рудашевский, 1982; 5 – Рудашевский, Жданов, 1983; 6 – Юшко-Захарова и др., 1984; 7 – Feather, 1976; 8 – Hagen, 1990; 9 – Cousins, 1973; 10 – Malitch, Merkle, 2004.

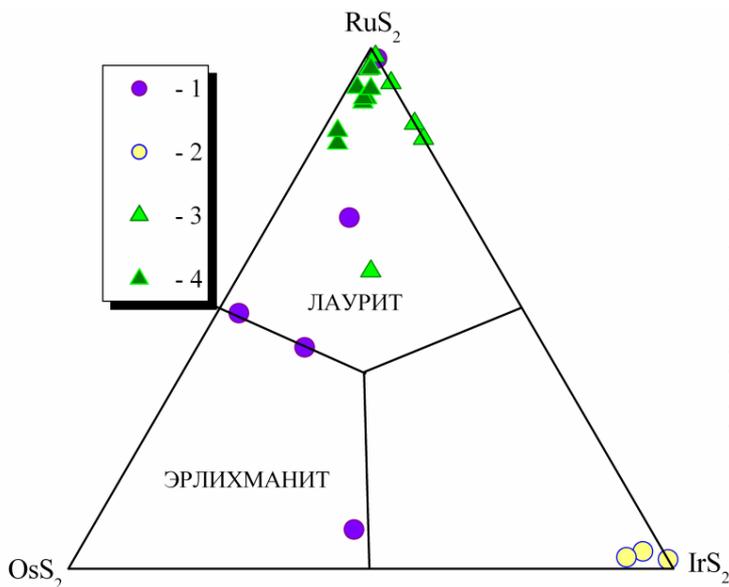


Рис. 5.4 Диаграмма составов сульфидов (Os-Ru) из хромититов. Условные обозначения: 1 – лауриты Зун-Оспинского участка; 2 – Ильчирского участка; 3 – Хушагольского участка; 4 – из Хушагольского участка углеродизированных хромититов.

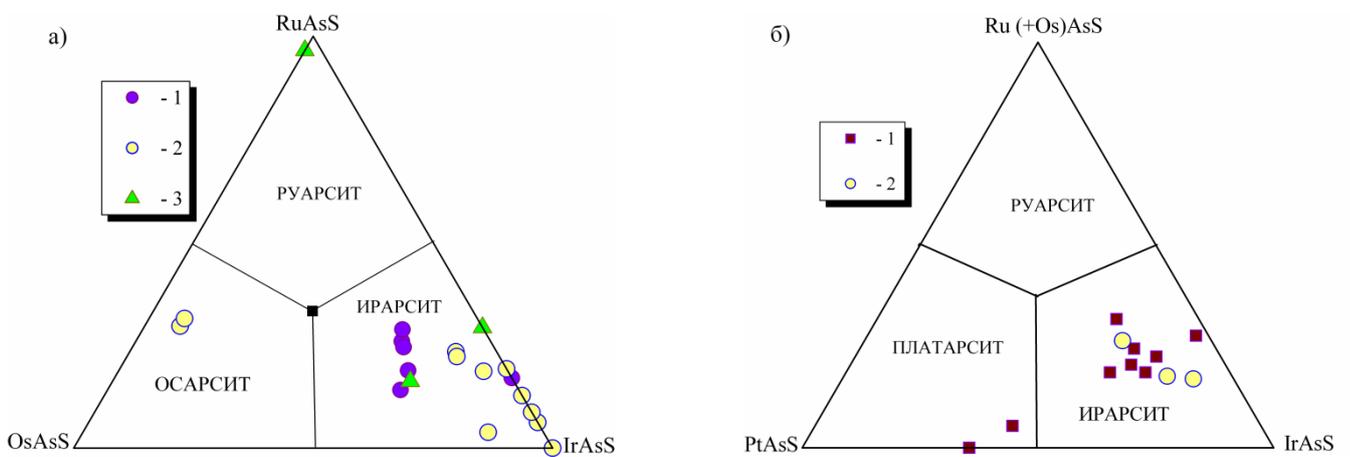


Рис 5.5 Диаграмма составов сульфюарсенидов (Os-Ir-Ru) из хромититов. Условные обозначения: а) 1 – Зуноспинский участок, 2 – Ильчирский участок, 3 – Хушагольский участок; б) 1 – Зуноспинский участок, 2 – Хушагольский участок

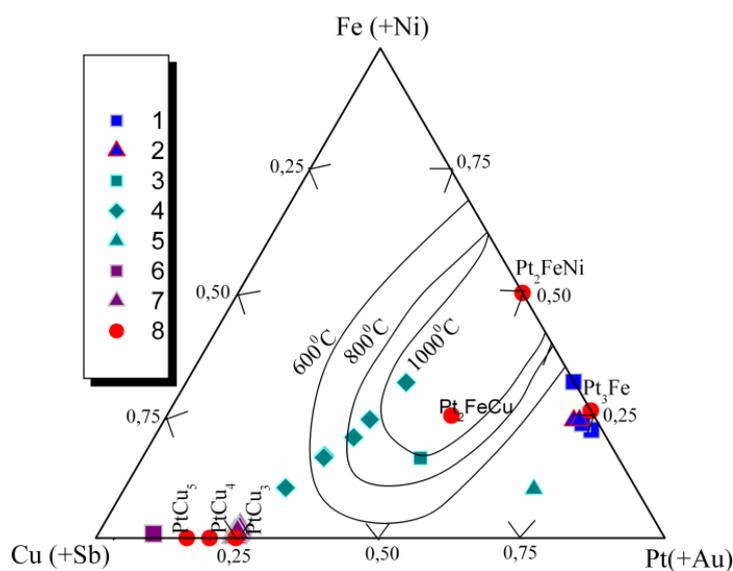


Рис. 5.6 Диаграмма составов соединений (Pt, Fe, Cu), условные обозначения: (1, 2) изоферроплатина Pt_3Fe : 1) из включений; 2) отдельные зерна; (3 ÷ 5) интерметаллические соединения (Pt-Fe-Ni-Cu) состава: 3 – Зуносинский участок, 4 – Ильчирский участок (по литературным данным, Орсоев и др., 2001), 5 – водораздел Зун-Оспа – Ильчир, (6, 7) – $(Pt-Cu)_9$: 6) $PtCu_9$ - Ильчирский участок, 7 – $PtCu_3$ (Орсоев и др., 2001), 8 – теоретические составы (Минералы благородных металлов..., 1986).

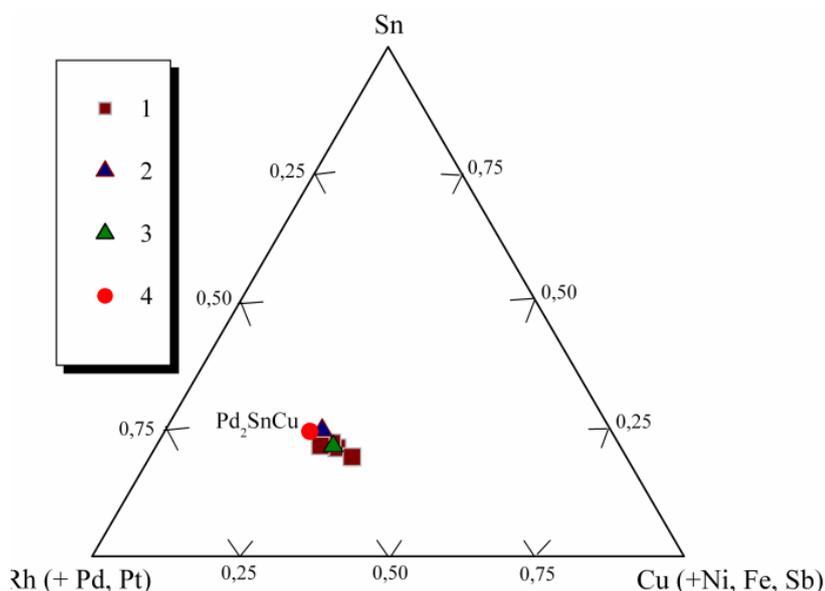


Рис. 5.7 Диаграмма составов интерметаллических соединений (Rh-Sn-Cu) состава, условные обозначения: 1) Rh_2SnCu Оспино-Китойский и Харанурский массивы; (2 ÷ 4) литературные данные: 2) - Rh_2SnCu , 3) Pd_2SnCu , 4) теоретический состав кабриита Pd_2SnCu (Cabri, 2002).

ВЫВОДЫ:

1. Установлено видовое различие платинометалльной минерализации в хромититах Северной и Южной ветвей. В хромититах Северной ветви МПГ представлены системой (Pt-Os-Ir-Ru), присутствуют как высокотемпературные, так и низкотемпературные Pt содержащие фазы. Другой особенностью является широкое развитие относительно низкотемпературных, "вторичных" минералов ЭПГ (Os-Ir-Ru) состава. МПГ в хромититах южной ветви представлены (Os-Ir-Ru).
2. В хромититах Северной и Южной ветвей преобладающими минералами ЭПГ являются высокотемпературные гексагональные твердые растворы Os-Ir-Ru состава, что характерно для подформных хромититов офиолитовых комплексов (Дистлер и др., 2003; Гурская и др., 2005; Stockman and Hlava, 1984; Auge 1988; Bai et al., 2000 и др.). Согласно современной номенклатуре,

они отвечают осмию, иридию, рутению. В подчиненном количестве установлены сульфиды, сульфоарсениды и арсениды этих металлов.

3. На участке *Зун-Осна-Ильчир* в хромититах впервые обнаружены в значительных количествах *зональные зерна (Os-Ir-Ru) состава*. В них установлены микровключения лаурита, ирарсита и хизлевудита, последний маркирует зоны роста кристалла.

4. Минералы ЭПГ: закаринит $RhNiAs$, гарутит (Ir, Ni, Fe), самородные Os, Ru, Ir-Ru, (Ni,Cu Ir_2) S_3 , (Pt-Cu-Sb), толовкит $Ir(Sb,As)S$, (Pt-Cu); (Pt-Cu-Ni-Fe), и зональные зерна (Os-Ir-Ru) состава обнаруживают тесную ассоциацию с минералами группы серпентина, сульфидами и сульфоарсенидами никеля. На этом основании, а также учитывая их микроструктурные и морфологические особенности, они отнесены к поздним «вторичным» минералам ЭПГ.

II защищаемое положение

Для хромититов характерно наличие двух типов распределения элементов платиновой группы. Первый тип – (Os-Ir-Ru) (IPGE – Ir, Ru, Os –тугоплавкие ЭПГ) с выраженным фракционированием легкоплавких ЭПГ (PPGE – Pd, Pt, Rh); второй тип – (Pt-Pd) с незначительным фракционированием легкоплавких ЭПГ. Для хромититов I группы выявлен (Os-Ir-Ru) тип распределения ЭПГ; в хромититах II группы присутствует как (Os-Ir-Ru), так и (Pt-Pd) типы распределения ЭПГ. Имеются различия и в минералогии ЭПГ Северной и Южной ветвей офиолитов. В хромититах I группы минералы платиновой группы (МПГ) представлены системой (Os-Ir-Ru) – (твердые растворы Os-Ir-Ru состава), осмий, лаурит, осарсит-руасит-ирарсит, рутенарсенид; в хромититах II группы МПГ представлены системой [Os-Ir-Ru-Pt-Rh±Pd] (высокотемпературные твердые растворы *Pt-Os-Ir-Ru* состава, лаурит-эрлихманит, изоферроплатина, руарсит-ирарсит-платарсит, гарутит, закаринит, толовкит, Rh_2SnCu).

Глава 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХРОМИТИТОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОФИОЛИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

6.1 Модели образования хромититов в альпинотипных гипербазитах

В настоящее время, пространственная и генетическая связь хромитового оруденения и платинометалльной минерализации, является общепризнанной (Дмитриенко, 1985; Zhou et al, 1996; Melcher et al, 1997 и др.). Хромшпинелиды являются хорошими петрогенетическими индикаторами (поскольку они устойчивы при серпентинизации), используемыми в совокупности с другими минералами, а также геологическими и геохимическими данными, для выяснения условий формирования офиолитовых ассоциаций: состава родоначальных расплавов, степени парциального плавления, тектонических и физико-химических обстановок (Dick, Bullen, 1984; Barnes, Roeder, 2001; Derbyshire et al., 2013 и др.). В связи с этим, несомненно, важным является обсуждение проблемы хромитообразования. Природа хромитового оруденения в альпинотипных комплексах вот уже на протяжении нескольких десятилетий является дискуссионной.

В первой половине 20 века преобладала *магматическая модель* образования ультрамафитов и залегающих в них хромититов. Согласно этой модели хромититы являются результатом кристаллизационной и гравитационной дифференциации ультрабазитовой магмы (Логинов и др. 1940; Павлов, Соколов, 1963; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Павлов и др., 1979). Однако, к настоящему времени появились многочисленные экспериментальные работы, которые показали, что РТ условия верхней мантии, в которой формировались альпинотипные гипербазиты, исключают образование ультрамафитового расплава (Рингвуд, 1981; Шинкарев, Иваников, 1983, Page, Barnes, 2009 и др.).

Метасоматическая природа хромитовых руд. В 1932 г. А.Н. Заварицкий показал возможность метасоматического развития дунитов по гарцбургитам с одновременным обособлением хромититов. В дальнейшем эту модель развивала Москалева С.В. (Москалева, 1974). Однако имеется противоречие для высокохромистых хромитовых руд, выражающиеся в несоответствии мощности дунитовых оторочек размерам рудных тел. Эта модель может использоваться для интерпретации непромышленного низкохромистого оруденения в ходе метаморфической дифференциации гарцбургит → дунит – ортопироксенит – хромитит.

Бетехтин А.Г. (Бетехтин, 1937) предложил *гетерогенную модель высокохромистого промышленного хромитового оруденения* в альпинотипных комплексах. Согласно этой модели выделяется два типа руд: (1) ортомагматические (убого- и редковкрапленные), (2) –

гистеромагматические (густовкрапленные, массивные), образовавшиеся за счет локального переотложения элементов семейства железа из нижележащих и боковых ультрамафитов под воздействием восходящих восстановленных мантийных флюидов (H_2 , CH_4 , CO , N_2) (Чашухин и др., 2007)

Реститово - метаморфогенная гипотеза происхождения хромититов. Согласно этой модели хромшпинелиды, выделившиеся при деплетировании, в дунитовом теле находятся в рассеянном состоянии и для концентрации их в рудные тела необходима дальнейшая дифференциация рестита. Рудные скопления в дунитах образуются в результате метаморфической дифференциации из-за резких различий в вязкопластичных свойствах оливина и хромшпинелида. Результаты многочисленных исследований, проведенных в пределах крупных гипербазитовых массивов и на хромитовых месторождениях различных регионов, и в первую очередь Южного Урала, свидетельствуют о ведущей роли в формировании альпинотипных гипербазитов и приуроченных к ним хромитопоявлений **тектонического течения вещества верхней мантии в твердопластичном состоянии** при различных режимах (растяжения, сжатия). При таком механизме вполне вероятен и *метаморфический источник рудного вещества*, связанный с миграцией элементов–примесей при пластических деформациях породообразующих минералов (Колман, 1979; Гончаренко, 1989; Савельева, 2007; и др.).

Последние исследования офиолитовых комплексов и хромитового оруденения, связанного с ними привели к появлению альтернативной модели формирования подформных хромититов, включающей в себя два основных многостадийных механизма:

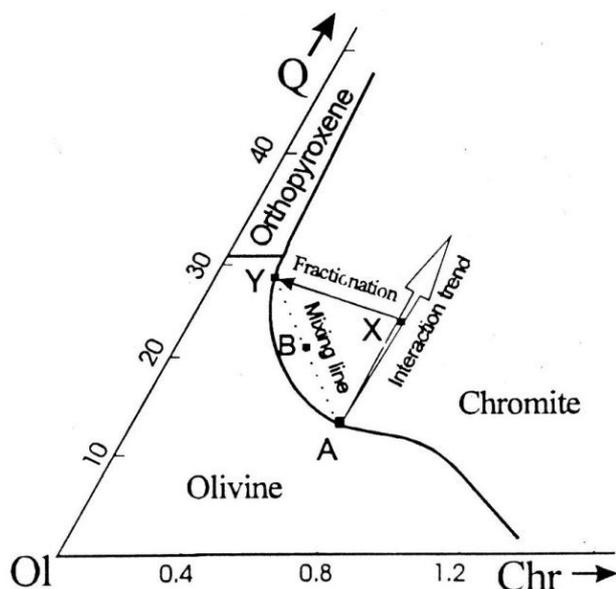
1 – смешение примитивных расплавов с расплавами обогащенными SiO_2 (Arai, Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1996; Ballhaus, 1998; Uysal et al., 2009);

2 – взаимодействие расплав – порода (Kelemen, Dick, 1992; Arai, Yurimoto, 1994; Melcher et al., 1997; Uysal et al., 2009).

Схематически эту модель можно представить следующим образом: **(рис. 5.1)**:

1. Примитивный мафитовый расплав (А) по проницаемым зонам проникает во вмещающие деплетированные перидотиты. В условиях сравнительно низких давлений и высоких температур, P_{H_2O} , благоприятных для растворения пироксена, происходит реакционное растворение пироксена (Рингвуд, 1981; Шинкарев и др., 1983 и др.) и его компонентов из перидотитов с образованием «вторичных» дунитов и обогащенного SiO_2 и Cr_2O_3 расплава вдоль линии AX (тренд взаимодействия).

2. В результате такого взаимодействия расплав смещается с оливин-хромитовой котектики в поле стабильности хромита, формируя мономинеральные агрегаты хромшпинелида. Далее расплав фракционирует вдоль линии (XY)



3. Фракционированный расплав (Y) смешиваясь с новыми порциями примитивного расплава (A) может образовывать расплав (B), который также лежит в поле хромита.

Рис. 6.1 Модель генезиса подформной хромитовой минерализации в результате реакционного взаимодействия перидотит/расплав и смешение магм; Ol – оливин, Chr – хромит, Q – кварц (Zhou et al, 1996).

Растворимость Cr в расплаве чувствительна к fO_2 (Roeder, Reynolds, 1991). Вода также играет важную роль в формировании хромитов в островодужных обстановках. В ходе охлаждения мафитового расплава, оксидные фазы, включающие и хромшпинелиды, становятся стабильны по отношению к силикатным фазам в присутствии H_2O (Gaetani et al., 1994; Matveev, Ballhaus, 2002).

Степень парциального плавления и реакции, происходящие при взаимодействии расплав-порода, являются одними из главных факторов формирования руд хромитов и состава шпинелей. Наиболее высокотемпературные мантийные перидотиты и связанные с ними месторождения хромитов чаще встречаются в протерозойских офиолитовых комплексах. Это может происходить в связи с высокой степенью парциального плавления, в том числе второй стадии плавления, при которой данные мантийные породы верхнего протерозоя были сформированы (Dick, Bullen, 1984; Arai, 1992; Zhou et al., 1998).

6.2 Оценка состава родоначальных расплавов по рудным хромшпинелидам

Проведена оценка состава расплавов, содержание Al_2O_3 , TiO_2 , для акцессорных (данные Анциферовой Т.Н. (Анциферова, 2006) и рудных хромшпинелидов. Содержание этих окислов в хромшпинелидах позволяет разделять шпинелиды, образованные, при участии магм различного состава, поскольку состав хромшпинелидов - функция расплавов, из которых они формируются (Maurel and Maurel, 1982; Dick and Bullen, 1984; Zhou et al., 1998; Kamenetsky et al., 2001; Arai et al., 2004, 2006, 2011; Rollinson, 2008; González-Jiménez et al., 2011). Содержание $(Al_2O_3)_{melt}$ для акцессорных хромшпинелидов составляет $7 \div 14$ мас.%, $TiO_2 = 0 \div 0,35 F = 18 \div 22$, причем для разных пород (клинопироксен содержащие гарцбургиты, гарцбургиты, дуниты) значения перекрываются (табл. 6.1). Для рудных шпинелидов значения этих параметров на разных участках также перекрываются. Можно отметить минимальные значения $(Al_2O_3)_{melt}$ для участков Зун-Оспа, Зун-Оспа – Ильчир, а наибольший разброс значений $(Al_2O_3)_{melt}$ фиксируется на Ильчирском

участке, поскольку там установлены как среднеглиноземистые, так и низкоглиноземистые разновидности хромшпинелидов. Минимальный разброс значений $(Al_2O_3)_{melt}$ характерен для Хушагольского участка, поскольку хромшпинелиды на данном участке имеют относительно стабильный химический состав. По степени плавления все значения укладываются в диапазон 18÷22 (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Химические параметры хромшпинелидов и оценка состава родоначального расплава

Участок/хим.параметры	F#	Cr#	Al#	$(Al_2O_3)_m$ (мас.%)	$(TiO_2)_m$ (мас.%)	$(Fe/Mg)_m$	F
<i>Рудные хромшпинелиды</i>							
Харанур	0,37÷0,58	0,7÷0,9	0,1÷0,3	8÷13	0÷0,44	0,49÷0,83	19÷22
Харьх	0,57	0,73	0,25	11,43	0,08	1,08	21
Зун-Оспа	0,4	0,9	0,1	7,8	0,01	0,47	23
Зун-Оспа - Ильчир	0,41÷0,7	0,8÷0,9	0,14	8÷9	0,25÷0,29	0,5÷1,7	22
Ильчир	0,35÷0,7	0,6÷0,9	0,1÷0,41	8,7÷14,5	0,01÷0,18	0,45÷2,39	18÷22
Хушагол	0,3÷0,6	0,6÷0,8	0,18÷0,34	10÷13	0,1÷0,15	0,34÷1,14	19÷20
<i>Акцессорные хромшпинелиды</i>							
Срх гарцбургиты	0,45÷0,55	0,61÷0,65	0,32÷0,38	12÷13	0÷0,15	0,8÷1,23	19
Гарцбургиты	0,38÷0,67	0,57÷0,86	0,12÷0,4	9÷14	0,14÷0,23	0,6÷2	18÷22
Дуниты	0,37÷0,75	0,7÷0,9	0,1÷0,4	7÷14	0÷0,35	0,6÷3	18÷22

Примечание: таблица составлена по данным приложение I, таблица 7

6.3 Температуры оливин-шпинелевого равновесия в рудных хромшпинелидах

Для оценки температур субсолидусного оливин-хромшпинелевого равновесия в основном используют геотермометры Реддера-Джексона, Фабри, Больхауза (Fabries, 1979; Roeder et al., 1979; Ballhaus et al., 1991). Однако существует проблема неоднозначности оценок температур при использовании этих геотермометров (Ozawa, 1983; Ваганов, Соколов, 1988). Для решения этой проблемы в работе Чашухина И.С., Вотякова С.Л. при расчете температур было учтено реальное межпозиционное распределение ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в структуре хромшпинелида и введена поправка на нестехиометрию его состава, для чего были использованы данные ЯГР спектроскопии (Вотяков и др., 1994). Кроме учета межпозиционного распределения ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в структуре хромшпинелида в геотермометре Больхауза (Ballhaus et al., 1991) Вотяковым С.Л. и Чашухиным И.С. была внесена поправка к множителю титанового компонента, что позволило улучшить корректность данного геотермометра (Чашухин и др., 2007). В работе Вуда и Вигро было показано, что существует линейная связь между отношением Al/Cr и величиной разности между значениями "мессбауэровской" и "стехиометрической" степенью окисления железа в

хромшпинелиде, что позволило приблизить "стехиометрическую" степень окисления железа к реальной величине (Wood, Virgo, 1989).

С учетом вышесказанного, для оценки температур субсолидусного оливин-хромшпинелевого равновесия был использован модифицированный геотермометр Большауза (Чашухин и др., 2007, Ballhaus et al., 1991). В 10 образцах хромититов методом ЯГР-спектроскопии было измерено межпозиционное распределение ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в структуре хромшпинелидов и рассчитана температура равновесия (**прил. I, табл. 8**). Далее, эти 10 образцов были использованы в качестве "вторичных" стандартов, для корректировки "стехиометрической" степени окисления Fe. В таблице приводится температура, рассчитанная исходя из "мессбауэровской" (по вторичным стандартам) и "стехиометрической" степени окисления Fe. Летучесть кислорода определялась термобарометрическим методом Большауза-Берри-Грина (базируется на свойствах минералов, которые не могут изменяться в ходе измерений) (Wood et al, 1990; Ballhaus et al., 1991). Кроме того, для оценки T и фугитивности кислорода была использована программа мантийных термометров и барометров (Ащепков, 2011). По температурам определенным по геотермометрам Большауза и Нейла, Волла (O'Neill, Wall, 1987) (расчет по второму геотермометру проводился с использованием программы Ащепкова (Ащепков, 2011), расхождение составляет около $50\div 70$ °C, в то время как расхождения по значениям фугитивности кислорода определенные различными методами в одном образце составляют от 1 до 4 ед $\log f_{O_2}$. Вследствии таких расхождений, оценка фугитивности кислорода носит качественный характер.

Исходя из полученных значений температур можно наблюдать довольно широкий разброс значений $T_{cp} = 634$ °C для хромшпинелидов из хромититов Северной ветви, напротив температура оливин-хромшпинелевого равновесия в хромититах Хушагольского и Горлык-Гол-Дабан-Жалгинского участков (южная пластина) более высокая и составляет $T_{cp} = 795$ °C (**прил. III, табл. 8**). Для сравнения, хромшпинелиды отобранные из тальк-карбонатных сланцев, лиственитов, конгломератов, песчаников Сагансайрской и Оспинской свит имеют широкий диапазон значений $T = 230\div 960$ °C, Zn содержащие хромиты характеризуются самой низкой $T = 230$ °C.

Многими исследователями показано, что в ходе охлаждения ультрамафитов, независимо от их формационной принадлежности, между сосуществующими оливинами и хромшпинелидами осуществляются обменные реакции ($Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$), в результате которых, коэффициент распределения этих элементов увеличивается в пользу хромшпинелида и в итоге снижаются расчетные температуры оливин-шпинелевого равновесия. (Irvine, 1967; Henry, Medaris, 1980; Bedard, 1997 и др.). Исходя из этого, предполагается, что величины этих температур отвечают не образованию ультрамафитов и хромититов, а этапам становления и преобразования этих тел: тектоническое течение вещества верхней мантии, воздействие метасоматизирующих флюидов и другие процессы.

6.4 Фугитивность кислорода определяет состав флюидной фазы, магматические и метасоматические процессы, включая хромитообразование. Основная часть мантийных флюидов ограничена системой С-Н-О. В окислительных условиях, задаваемых буфером фаялит-магнетит-кварц (FMQ) будет преобладать углекислота и вода, при умеренно-окислительных (между FMQ и IW (железо-вюститовым)) – H_2O и CH_4 (Рябчиков, 1983).

В исследуемых хромититах фугитивность кислорода определялась с использованием оксигарометра Больхауза-Берри-Грина (разработанного для безпироксеновых ультрамафитов) с учетом поправок внесенных Чашухиным с группой авторов (Чашухин и др., 2007; Ballhaus et al., 1991). Погрешность в определении летучести кислорода по расчетам К. Больхауза - 0,4 ед $\log f O_2$.

Фугитивность кислорода, рассчитанная для *гипербазитов Осино-Китойского массива*, близка к буферному равновесию кварц-фаялит-магнетит. Полученные значения имеют характеристики близкие к абиссальным перидотитам ($-1 \div 0$) (Анциферова, 2006). Значения фугитивности кислорода рассчитанные по рудным хромшпинелидам (**прил. I, табл. 8**) группируются возле линии буферного равновесия кварц-фаялит-магнетит (**рис. 6.2**), для хромититов *Северной ветви* имеют широкий разброс значений $\Delta \log f O_2 = (-0,6) \div 2$, отдельные экстремальные значения составляют 3,14 и 4,86; для *Южной ветви* значения укладываются в достаточно узкий интервал $\Delta \log f O_2 = (-0,3) \div 0,9$ (**рис. 6.2**). На диаграмме $\log f O_2 - T$ (°C) видно, что точки группируются возле линии буфера FMQ. Видно, что с падением T, снижается фугитивность кислорода (**рис. 6.2**).

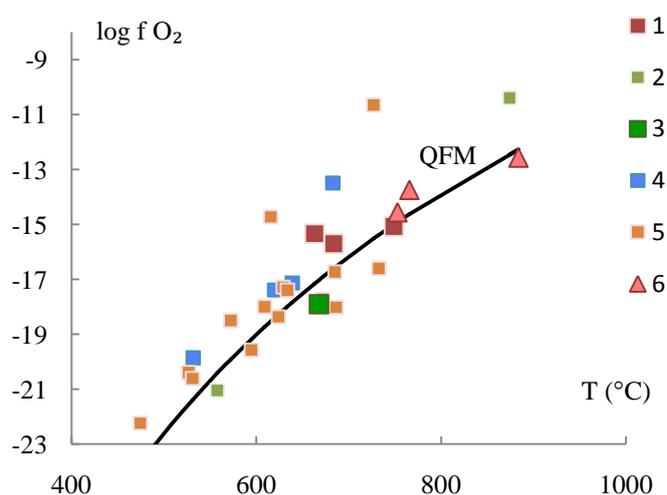


Рис. 6.2 Зависимость $\log f O_2 - T$

Условные обозначения: хромшпинелиды из хромититов: 1 – Харанур, 2 – Харьх, 3 – Зун-Оспа, 4 – Зун-Оспа – Ильчир, 5 – Ильчир, 6 – Хушагол

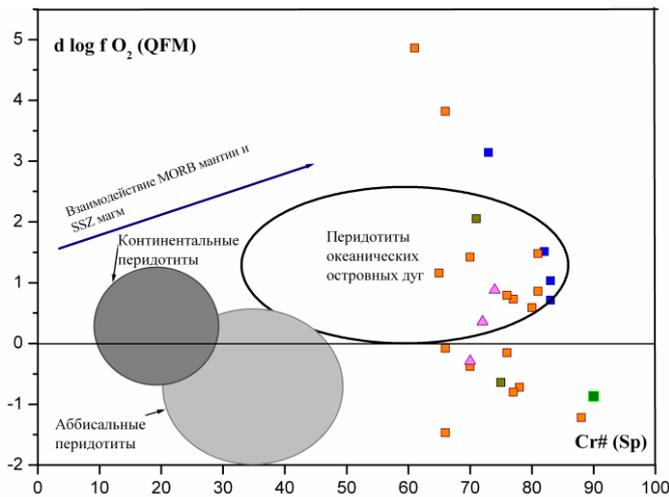


Рис. 6.3 Диаграмма соотношения фугитивности кислорода $d \log f O_2$ (QFM) и хромистости Cr# шпинели в хромититах Ильчирского офиолитового пояса (условные обозначения аналогичны рис. 6.2)

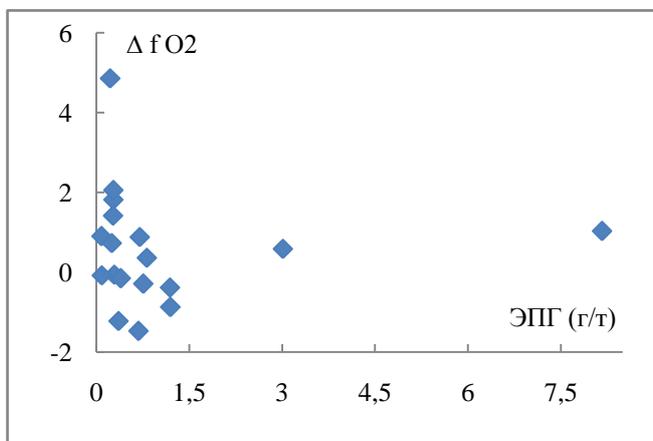


Рис. 6.4 Диаграмма соотношения фугитивности кислорода и содержания ЭПГ.

На диаграмме соотношения фугитивности кислорода и хромистости часть значений попадает в поле перidotитов океанических островных дуг (**рис. 6.3**), что согласуется со значениями отношения Cr# - Mg# в хромшпинелидах, по которым они также попадают в поля островодужных перidotитов (Киселева и др., 2012а). Широкий диапазон значений летучести кислорода отражает многочисленные процессы воздействия, как восстановленных мантийных флюидов, так и окислительных островодужных. (Галимов и др., 1998).

В ходе проведенных исследований не было выявлено, какой либо закономерности между значениями фугитивности кислорода и содержанием ЭПГ в хромититах (**рис. 6.4**), хотя для образца с максимальным содержанием ЭПГ (8,6 г/т), значение $\Delta \log f O_2$ низкое.

Методом газовой хроматографии, выполненной в лаборатории термобарогеохимии (ИГМ СО РАН, Новосибирск), в хромшпинелидах из хромититов был изучен состав газов, и на данный момент проведена качественная оценка газового состава, результаты приведены в **таблице 6.2 (вставить)**. На данном этапе исследования можно сделать вывод, что в хромититах имеющих высокие концентрации ЭПГ, из газов преобладает CO_2 , C_6H_6 , углеводородный состав смещен в сторону легких углеводородов, H_2O отсутствует, либо есть в незначительном количестве, метана

C₄H₄ также немного. Для хромититов с низкими концентрациями ЭПГ в составе газовой флюидных включений характерны высокие содержания H₂O, повышенные содержания метана C₄H₄, присутствуют следы азота, тяжелые углеводороды пентадекан и т.п. проявлены в большей степени. Оценка газового состава в хромититах и связь состава газов с уровнем концентраций ЭПГ позволяет сделать предварительный вывод о важной роли углеводородсодержащих флюидов в особенности CO₂, возможно C₆H₆ и других легких углеводородов в перераспределении и концентрировании ЭПГ. Результаты на данный момент пока не апробированы и требуют более детальных количественных расчетов и дальнейшего исследования.

Таблица 6. 2

Качественная оценка газовых включений, определенных методом газовой хроматографии.

Обр/газ состав	ОК -40-09	К-34-09	К-40-09	ВСБ-21-12
ЭПГ _{total} (мг/т)	263	454	1739	8860
CO ₂ /(CO ₂ +H ₂ O)	нет	0,014	0,16	0,16
H ₂ O	+	+++	нет	нет
Метан CH ₄	++	+++	++	+
Бензол (C ₆ H ₆)	+	+	+	++
Толуол C ₆ H ₅ CH ₃			+	+
Бутан C ₄ H ₁₀			+	
Ацетон CH ₃ -C(O)-CH ₃	+	+	+	+
Метанол CH ₃ OH		+		
Ацетальдегид CH ₃ -CHO		+	+	
Пропанол C ₃ H ₇ OH		+	+	+
Бутанол C ₄ H ₉ OH			+	+
Пентан CH ₃ (CH ₂) ₃ CH ₃	+	+	+	
Тетрадекан C ₁₄	+	+	+	
Пентадекан C ₁₅	+	+	+	+
Гексадекан C ₁₆	+	+	нет	
CS ₂	+	+	+	+
COS			+	
N	+	+	нет	нет

6.5 Условия и механизмы формирования хромититов

По комплексу признаков (локализация в дунит-гарцбургитовом реститовом комплексе офиолитовой ассоциации, морфология рудных тел, химический состав хромшпинелидов (**рис. 6.5а, б**) – изученные хромититы Северной и Южной офиолитовых ветвей относятся к *подформному типу* (Thayer, 1964).

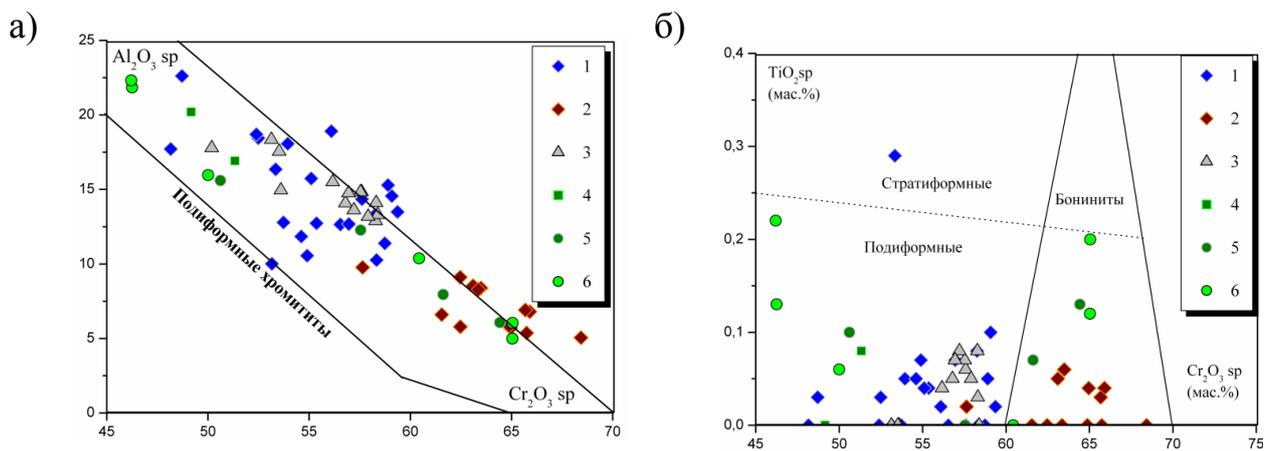


Рис. 6.5 Дискриминационные диаграммы: (а) – $Cr_2O_3 - Al_2O_3$, (б) - $Cr_2O_3 - TiO_2$ поля по (Dick, Bullen, 1984; Arai, 1992); условные обозначения: северная пластина 1 – хромититы I, 2 – хромититы II; 3 – южная пластина, хромититы I; акцессорные хромшпинелиды: 4 – клинопироксенсодержащие гарцбургиты, 5 – гарцбургиты, 6 – дуниты.

В то же время, выявлен ряд особенностей и различий хромититов Северной и Южной офиолитовых ветвей (глава III, IV). В работах современных исследователей, посвященных офиолитовым комплексам и проблеме образования хромититов в различных тектонических обстановках используется ряд дискриминационных диаграмм на основе химических параметров хромшпинелидов. На диаграмме $Al_2O_3 - Fe^{2+}/Fe^{3+}$ хромшпинелиды I Северной и Южной ветвей частично попадают в поле MORB перидотитов, другая их часть и хромшпинелиды II ложатся в поле супрасубдукционных перидотитов (рис. 6.6в). По соотношению $Cr\# - Mg\#$ основная часть изученных хромшпинелидов, в том числе и акцессорные, попадают в поле бонинитов (рис. 6.6а). По значению $F\#$, напротив, проявляется разброс значений, и часть хромшпинелидов попадает в поле расслоенных интрузий. Для хромшпинелидов Северной ветви примечательной особенностью является широкие вариации значений TiO_2 , что может быть признаком взаимодействия расплав-порода (воздействие расплавов, обогащенных TiO_2), либо TiO_2 может накапливаться в остаточном расплаве и интеркумулусная жидкость взаимодействуя с кумулулусным хромшпинелидом обогащает его TiO_2 (Поляков и др., 2013).

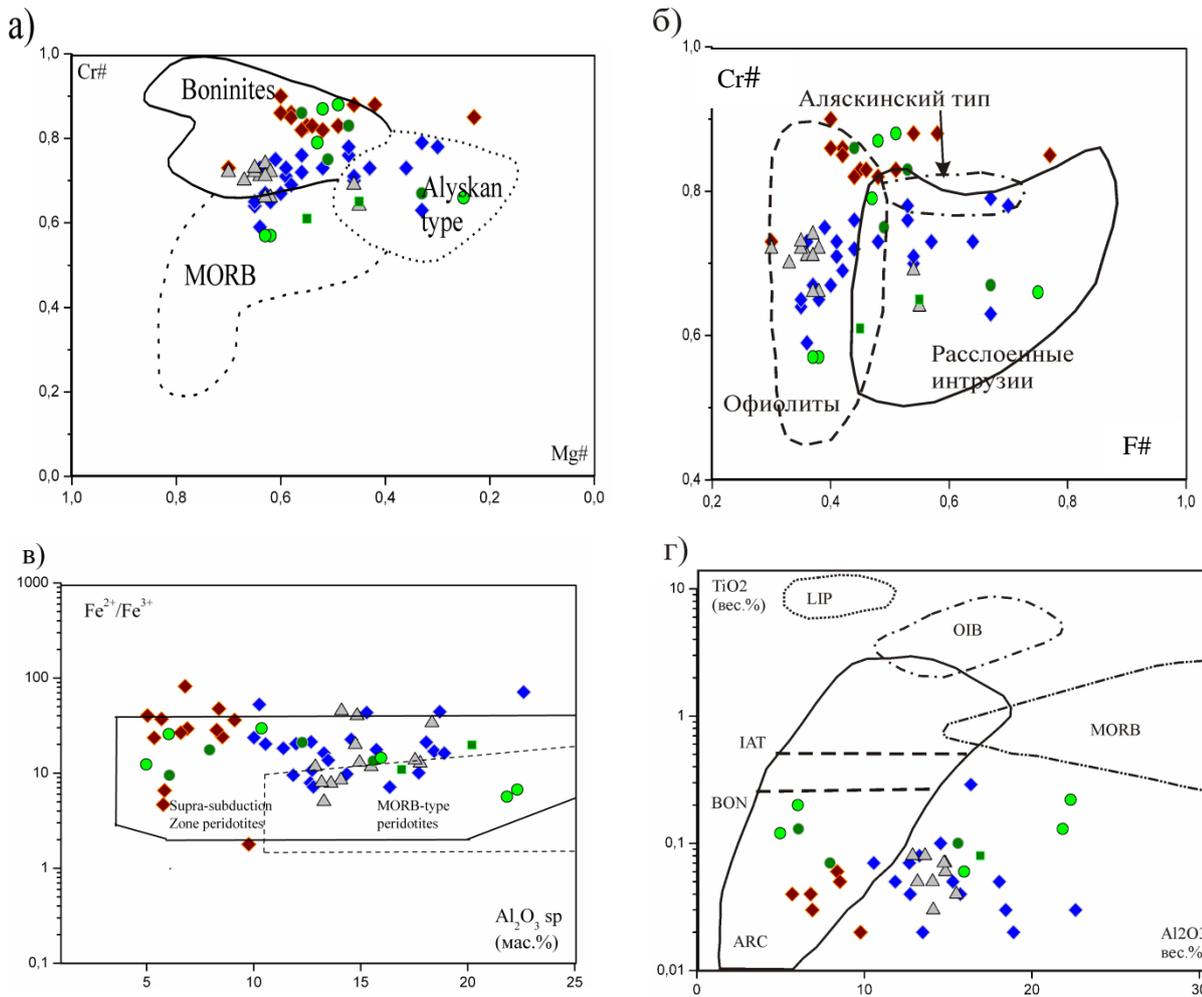


Рис. 6.6 Дискриминационные диаграммы на основе отношений главных химических параметров в акцессорных и рудных хромшпинелидах: (а) – Mg# - Cr#; (б) – F# - Cr#, поля составов по (Barnes, Roeder, 2001) (в) – Al₂O₃ (мас.%) – Fe²⁺/Fe³⁺; (г) – Al₂O₃ – TiO₂; поля составов по (Kamenetsky et al., 2001): MORB - базальты срединно-океанических хребтов; Boninites - бониниты (высокомагнезиальные известково-щелочные островодужные базальты), Alyskan type - ассоциация Урало-Аляскинского типа; MORB-type peridotites - перидотиты геохимического MORB типа, Supra-subduction Zone peridotites - перидотиты надсубдукционного геохимического типа; условные обозначения соответствуют обозначениям на рис 6.5.

Совместное нахождение различающихся по составу хромитов в ряде изученных офиолитовых комплексах в современной литературе объясняют различными причинами: (1) - различные мантийные источники, формирующиеся в ходе эволюции океанической литосферы (Melcher et al., 1997; Uysal et al., 2009; Zhou et al., 1996); (2) - фракционирование обогащенного Cr расплава в островодужной обстановке (Graham et al., 1996); (3) - магматические процессы, происходящие на различных уровнях верхней мантии, (менее глубинные – глиноземистые хромшпинелиды, и более глубинные уровни – высокохромистые хромшпинелиды) относительно

границы Мохо (Rollinson, 2008); (4) - влияние различных интрузий (временной интервал, состав), образовавшиеся в различных мантийных источниках в ходе открытия задугового бассейна (Gonzales-Jemenes, 2011); (5) - многостадийность магматического процесса (Ahmed, et al., 2012). Для ответа на данный вопрос требуется детальное исследование (геохимическое, изотопное) ультрабазитов и базитов, находящихся в тесной ассоциации с хромититами, вероятно исследование включений в хромшпинелидах также внесет существенный вклад в решение данного вопроса.

Высокие значения хромистости предполагают формирование из расплава, образующегося при высоких степенях частичного плавления (Dick, Bullen, 1984; Page, Talkington, 1984; Leblanc 1991, Zhou et al 1998; Ahmed, Arai, 2002), возможно также этот процесс был не одностадийным. При низкой степени парциального плавления примитивной мантии происходит образование высокоалюминиевых хромититов (Page, Talkington, 1984; Leblanc 1991, Zhou et al 1998; Ahmed, Arai, 2002). Степень парциального плавления мантийных перидотитов зависит в основном, от геодинамической обстановки. Высокая степень деплетированности перидотитов с коэффициентом $Cr \#$ шпинели более 70, низкими концентрациями Ti может быть сформирована в *надсубдукционной обстановке*, в условиях мантийного клина под островной дугой, или во внутриплитной обстановке в результате действия высокотемпературных мантийных плюмов (Page, Talkington, 1984; Leblanc 1991, Zhou et al 1998; Ahmed, Arai, 2002; Pearce et al. 1984; Arai, 1992; Dick, Bullen, 1984; Abe, 2011 и др.). Значение $Cr\#$ менее 60 в хромшпинелидах предполагает формирование хромититов в обстановке *срединно-океанических хребтов* (Dick, Bullen, 1984; Abe, 2011).

На основании значения ряда параметров: бимодальные характеристики $Cr\#$, $Al\#$, низкие концентрации TiO_2 , различающийся состав родоначальных расплавов, наличие двух типов распределения ЭПГ предполагается ***многостадийный механизм формирования хромититов офиолитового комплекса Восточного Саяна:***

(1) - частичное плавление;

(2) - реакционное взаимодействие примитивных расплавов с истощенными мантийными перидотитами

(3) - смешение расплавов, о чем свидетельствуют широкие вариации химических параметров в хромшпинелидах II Северной ветви (**рис. 6.36-г**), что является признаком процесса взаимодействия расплав-порода (Allan, Dick, 1996; Jannessary, 2012).

Благоприятной, для формирования высокохромистых саянских хромититов, является флюидонасыщенная супрасубдукционная обстановка, в которой происходят неоднократные эпизоды частичного плавления метасоматизированной мантии, с генерацией бонинитовых расплавов (Жмодик и др., 2000; Киселева и др., 2012). **Для хромититов Северной ветви**

допускается формирование на активной стадии субдукции во флюдонасыщенной среде. Вполне вероятно, что процесс был не одностадийным. Происходили процессы метасоматоза под воздействием астеносферных восстановленных флюидов. **Хромититы Южной ветви** могли образоваться в зоне спрединга, с последующим изменением в обстановке субдукции.

Сульфидная минерализация в хромититах является наложенной и формируется на стадиях серпентинизации и десульфуризации МПГ, в процессе которых происходит высвобождение Ni, S₂ (аваруит, пентландит, хизлевудит, миллерит), сменяется постсерпентинизационными процессами, сменой восстановительных обстановок на окислительные и под воздействием метаморфогенно-гидротермального флюида образуются хроммагнетит, арсениды никеля и платиноидов.

6.6 Механизмы формирования минералов платиновой группы в хромититах.

Изучение содержаний ЭПГ в различных структурно-текстурных разновидностях хромитовых руд показало, что рост концентраций ЭПГ происходит с увеличением доли хромита в породе. Концентрирование ЭПГ происходило в богатых Cr расплавах. Оксидно-рудные расплавы являются ионными жидкостями (Ольшанский, 1950), а в силикатном расплаве платиноиды находятся преимущественно в ионной форме (Borisov, Palme, 2000). Это подтверждается не только приуроченностью ЭПГ минерализации к хромититам, но также резко повышенным содержанием ЭПГ в хромититах по отношению к вмещающим породам. Хотя жидкие окисно-рудные ликваты растворяют в себе большое количество ЭПГ, при последующей кристаллизации хромита платиноиды обособляются в виде самостоятельных фаз, так как растворимость ЭПГ в оксидно-рудных минералах в твердом состоянии резко сокращается. Адсорбционное обогащение рудных ликватов ЭПГ в силу высоких коэффициентов распределения ЭПГ между хромитовой жидкостью и силикатным расплавом обуславливает появление платиноидно - хромитовых руд (Округин, 2004) с Os-Ir-Ru специализацией, а Rh, Pt, Pd как несовместимые с хромитовой жидкостью и более мобильные фазы переходят в подвижные комплексы на постмагматическом этапе. Повышенные концентрации ЭПГ возможны при высоких степенях частичного плавления мантийного субстрата (Механошин и др., 2008; Rehkämper et al., 1997; Mungall, J.E., Hanley, J.J., Arndt, N.T., Debecdelievre, A., 2006; Prichard et al., 2008). ЭПГ способны формировать различные комплексные соединения с возможными комплексами флюидной фазы расплавов и вероятно идет совместная кристаллизация с хромшпинелидами (Дистлер и др., 1986). Несколько другой механизм предложен Tredoux (Tredoux et al., 1995). По мнению авторов ЭПГ в расплаве находятся как металлические кластеры, формирующиеся посредством поверхностной абсорбции лиганд, таких как S, As, Sb, Te. Кластеры могут срастаться в силикатном расплаве, образуя ЭПГ сплавы, которые в свою очередь становятся центром нуклеации для ранних оксидов (хромшпинелидов) и силикатов.

6.7 Последовательность формирования парагенезисов МПГ в хромититах

I. Магматическая – образование твердых растворов Os-Ir-Ru, лаурита RuS_2 , изоферроплатины Pt_3Fe .

Твердые растворы Os-Ir-Ru являются первичными, наиболее высокотемпературными минералами ЭПГ, сформировавшиеся в верхнемантийных условиях, на стадии деплетирования пород верхней мантии, сингенетично с хромититами. Известно, что при высоких температурах растворимость Ir в Os достигает 44 вес% (Благородные металлы, 1984) и Os, Ir, Ru образуют ряд твердых растворов с ограниченной смесимостью. В мантийных высокобарических условиях первым кристаллизуется иридий осмий, расплав и твердые фазы насыщаются Ru, с образованием рутениевого тренда (Дистлер и др., 1986; Округин, 2000; Толстых, 2004; Bird, Bassett, 1980; Tolstykh et al., 2002). Согласно исследованиям Д.Бэрда и В.Бассета наличие рутениевого тренда (рис. 6.7) свидетельствует в пользу их образования при высоких P-T параметрах. Эволюцию твердых растворов в системе (Os-Ir-Ru) можно проследить на тройной диаграмме (рис. 6.7), построенной методом графической интерполяции данных по двойным системам платиноидов (Округин, 2000). Температуры на данных диаграммах соответствуют температурам в сухих искусственных системах, но в целом отображают более низкие значения температур, для обогащенных рутением фаз.

Твердые растворы (Pt-Ir-Os-Ru) состава, обнаруженные как в виде включений в Os-Ir-Ru, так и в виде самостоятельных зерен, возможно, являются реликтами примитивных мантийных МПГ, образовавшихся до частичного плавления мантийных пород. Аргументом в пользу этого предположения является тот факт, что Pt и Os, Ir, Ru в природе образуют самостоятельные группы минералов в связи с крайне ограниченным изоморфизмом Pt и Os, Ir, Ru (Благородные металлы, 1984), в то время как при высоких температурах и давлениях область их смесимости значительно расширяется (рис. 6.8). В дальнейшем подобные сплавы вероятно претерпели дифференциацию.

Высокотемпературная природа образования *Ru-Os* сульфидов подтверждена экспериментально (Andrews, Brenan, 2002). Верхняя термальная стабильность лаурита составляет 1200 - 1250°C, при $\log fS_2 = -1$. Лаурит может находиться в равновесии с Os-Ir фазами при $T = 1200 - 1250^\circ\text{C}$, $\log fS_2 = -0,39 \div -0,07$, в этих условиях возможна их совместная кристаллизация (Andrews, Brenan, 2002). С понижением температуры и увеличении фугитивности серы возможно формирование Os содержащих лауритов (рис.6.9) (Stockman, Hlava, 1984; Bai et al., 2000).

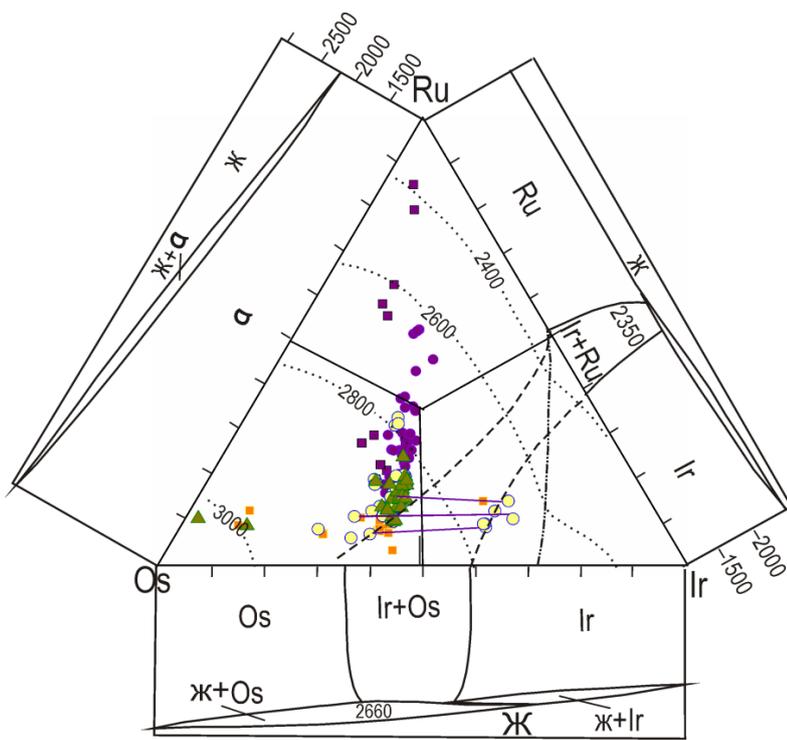


Рис. 6.7 Составы твердых растворов (Os-Ir-Ru) состава из хромитов в офиолитах юго-восточной части Восточного Саяна. Линии изотерм ликвидуса (тонкая пунктирная линия), перитектическая линия (штрихпунктирная) нанесены с использованием тройных диаграмм фазового состояния, построенных методом графической экстраполяции Округиным [Округин, 2000]. Двойные диаграммы нанесены с использованием литературных данных [Благородные металлы, 1984]. Условные обозначения соответствуют рис 5.2а-е. Синей линией соединены составы сосуществующих фаз в одном зерне.

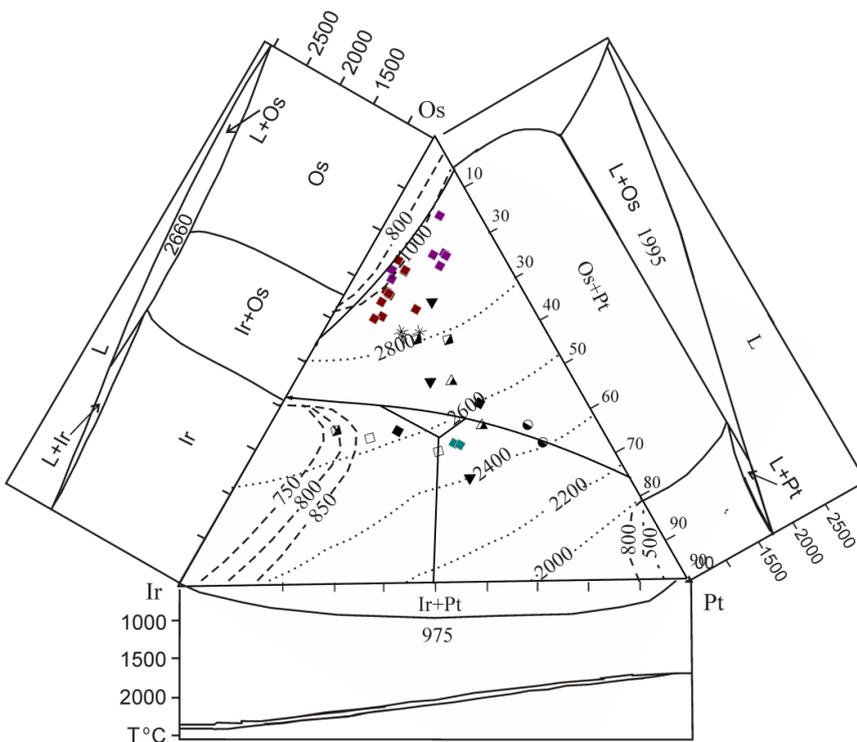


Рис. 6.8 Фазовая диаграмма Pt(+Fe) - Ir - Os (+Ru) с использованием графических данных Округина [Округин, 2000]. Условные обозначения аналогичны рис. 5.3

Включения изоферроплатины Pt_3Fe с примесью Ir в твердых растворах Os-Ir-Ru и индивидуальные зерна с ламеллями Os-Ir-Ru состава представляют первичные, образованные на магматической стадии, минералы платиновой грппы. Субсолидусная область для изоферроплатины соответствует $T = 835^\circ C$.

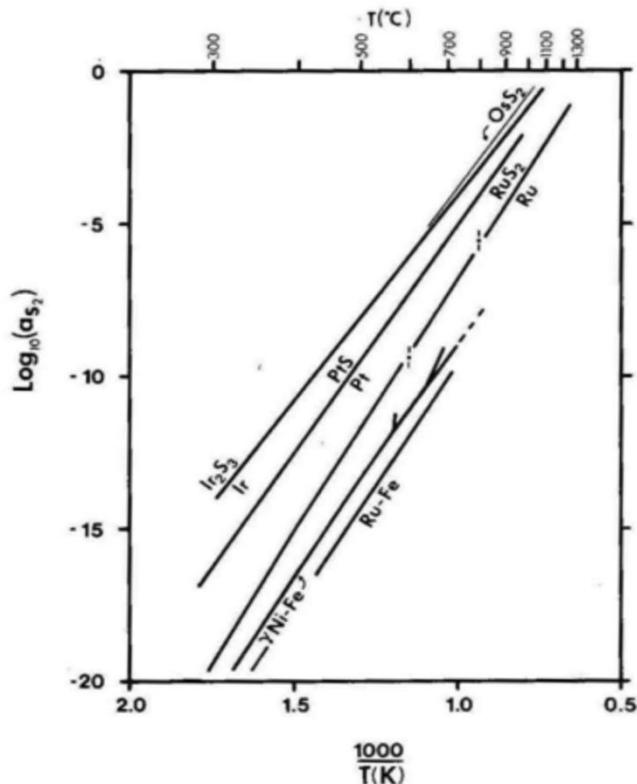


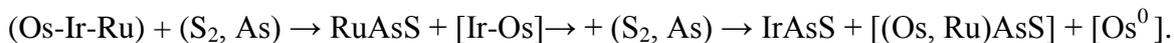
Рис.6.9 Диаграмма активность серы - температура (Barnes et al., 1985)

Экспериментальные данные (Wendlandt, 1982) показывают, что в мантийных породах различного состава может быть растворено 0,05 – 0,26 мас% S, по другим оценкам (Sun, 1982) содержание S ниже 0,035 – 0,1 мас% (0,1 – 0,3% сульфидов). Рассчитано (Barnes et al., 1985) для полного растворения сульфидов и удаления их с расплавом требуется 25% частичного плавления. При низкой степени частичного плавления S могла в значительной степени сохраниться в рестите, определяя сульфидную специализацию ЭПГ, так как у Ru наибольшее сродство к сере (**рис. 6.9**) (Barnes et al., 1985; Stockman, Hlava, 1984), а дуниты и гарцбургиты в свою очередь формируют металлическую минерализацию (Nakagawa, Franco, 1997). Преобладание твердых растворов Os-Ir-Ru состава над сульфидами этих металлов указывает, что МПГ образовались в условиях низкой фугитивности серы.

II. Позднемагматическая стадия

Остаточные расплавы, богатые летучими S, As воздействуют и преобразуют высокотемпературные ассоциации с образованием сульфоарсенидов, арсенидов Os, Ir, Ru (Stockman, Hlava, 1984; Bowles et al., 1994). Низкие содержания Ni, Fe в сульфоарсенидах и арсенидах указывают на то, что эти процессы проходили на ранней стадии серпентинизации (Feather, 1976; Stampf, Tarkain, 1976). При замещении сульфоарсенидами может селективно

удаляться один катион и оставаться другой. Известно, что сродство к S, согласно Маракушеву уменьшается в ряду Ru-Pd-Ir-Os-Pt-Ag-Au. Схему замещения можно представить следующим образом: первым реагирует Ru, обладая наибольшим сродством к S, As, остаются непрорегировавшие Os, Ir, затем Ir взаимодействуя с S, As образует ирарсит и самородный Os, который реагирует S, As в последнюю очередь (Маракушев, 2001).



Твердые растворы (OsAsS) – (IrAsS) – (RuAsS) обнаруживают присутствие микровключений Os⁰, Ru⁰, Ir-Os, что может свидетельствовать о процессах последовательной реакции ЭПГ элементов с остаточными и поздними S, As, Sb содержащими растворами с образованием сульфоарсенидов. Симплектитовые структуры, наблюдаемые в некоторых зернах сульфоарсенидов, могут быть обусловлены: а) распадом твердых растворов; б) эвтектической кристаллизацией остаточных расплавов; в) метасоматозом; г) твердофазными реакциями, протекающими в условиях повышения температуры, либо понижения давления (Петрографический словарь, 1981). В нашем случае может быть задействован любой из этих факторов.

III. Метасоматическая стадия, ремобилизация и перераспределение ЭПГ, образование зональных кристаллов (Os-Ir-Ru) состава, микрочастиц Os⁰, (Ir-Ru), Ru⁰, Ir₂(Cu,Ni)S₃, RhNiAs, (Ir,Ni, Fe), PtSb₂, IrSbS, (Pt, Cu, Fe, Ni).

При интенсивной проработке пород и преобразовании под воздействием флюида предположительно мантийного происхождения, происходит эффективное перераспределение ЭПГ и образование относительно низкотемпературных МПГ в хромититах. В образцах с высокими концентрациями Os, Ir, Ru и высокими концентрациями Ni, Cu, Zn установлены зональные кристаллы ЭПГ в тесной ассоциации с низкотемпературными минералами Ni. Процессы перераспределения и концентрирования ЭПГ, в том числе и тугоплавких Os, Ir, Ru происходят при достаточно низких температурах, соответствующих температуре образования сульфидов, никеля и низкотемпературных интерметаллических соединений ЭПГ. Перераспределение и концентрирование ЭПГ в ходе процессов серпентинизации и метасоматоза зависит в первую очередь от источника и состава флюида. К примеру, на участке Хуша-Гол широко развиты серпентиниты, однако хромшпинелиды имеют среднеглиноземистый состав и в хромититах из низкотемпературных МПГ присутствуют в незначительном количестве лишь твердые растворы (Ir, Ru, Os)AsS, в отличие от Северной ветви, где представлен полный спектр поздних «вторичных» ЭПГ различного состава.

Современные исследования в области ремобилизации ЭПГ свидетельствуют о подвижности тугоплавких ЭПГ в ходе процессов аутометасоматоза (серпентинизации), взаимодействии флюид-

порода, при участии восстановленных газов (H_2 , CH_4) мантийного происхождения. Результаты этих процессов наблюдаются в измененных хромититах. Наиболее мобильны в процессах гидротермального изменения без сомнения, конечно же, Pt и Pd и они могут перераспределяться в серпентинизированных вмещающих породах. (Barnes et al., 1985; Stumpfl, 1986). По сравнению с PPGE, IPGE безусловно менее мобильны в гидротермальных процессах, однако проводились теоретические расчеты по возможности и механизму перемещения IPGE флюидами, воздействие которых на платиносодержащие породы (хромититы) при определенных условиях приводит к формированию сложных комплексов и происходит их ремобилизация с образованием поздних «вторичных» соединений ЭПГ. Флюиды или гидротермальные растворы могут воздействовать на границы или по трещинам зерен высокотемпературных МПГ и они будут изменять свой состав в соответствии с их растворимостью (Механошин и др., 2013; Garuti, Zaccarini, 1997; Melcher et al., 1997; Proenza, et al., 1999; Ahmed, Arai, 2003, Tolstykh et al., 2009). При снижении температуры, первичные фазы становятся неустойчивыми, происходит *десульфуризации и деарсенизации ранних сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ*. В ходе этих процессов могут возникать Ru^0 , Os^0 (Stockman and Hlava, 1984; Bowles et al., 1994; Prichard, Tarkain, 1988; McElduff, Stampf, 1990; Nillson 1990; Garuti, Zaccarini, 1997; Bai et al, 2000). Часто аваруит содержит включения самородных сплавов ЭПГ. В ходе преобразования (десульфуризации или после) первичных ЭПГ фаз, при высокой активности металлического Fe, Ni в платиноиды начинает входить Ni, Fe (Stockman, Hlava, 1984) с образованием гарутита, закаринита.

Формы выделений и ассоциации низкотемпературных минералов позволяют предполагать «вторичное» происхождение (в ходе низкотемпературных постмагматических процессов) таких ассоциаций: Os^0 , Ru^0 , Ir-Ru, гарутит (Ni,Fe,Ir), закаринит $RhNiAs$, $(Ir,Ni,Cu)S_3$, $(Pt-Cu)$, (Pt,Cu,Fe,Ni) , (Cu,Pt,Pd) , (Pt,Cu,Sb) . Тесная ассоциация «вторичных» ЭПГ с аваруитом, который образуется в восстановительных условиях при $\log fS_2 = -17 \div -20$ (рис. 6.9), $T = 400 \div 500^\circ C$ (Базылев, 2000; Stockman, Hlava, 1984), также свидетельствует о низкотемпературном происхождении «вторичных» ЭПГ. Выделение Os^0 в гарутите свидетельствует о переносе этих элементов во флюидной фазе. При осаждении Os в твердую фазу при низких температурах он не может входить в структуру новообразованной фазы с Ir, и тем более, с Ni, Fe, и как результат образуется фаза – $(Ni,Ir,Fe) + Os^0$.

Наличие Pt содержащих минералов в хромититах Северной ветви могло быть связано с локальным насыщением серой расплава, из которых кристаллизовались обогащенные Pt, Pd сульфидные фазы, которые в свою очередь при постмагматических процессах растворялись (Fischer et al., 1988; Jannessary et al., 2012). Как уже упоминалось выше, в хромититах Северной ветви, широко развиты феррихромит и хроммагнетит. Распространенность феррихромита не коррелируется со степенью серпентинизации, поскольку серпентинизация широко проявлена как в

Северной, так и в Южной ветви. Низкие температуры процессов серпентинизации и восстановительные условия являются не самыми благоприятными факторами для формирования феррихромита (González-Jiménez et al., 2009). Минимальная температура его образования около 500 °С (Mellini et al., 2005). Феррихромит и хроммагнетит довольно часто встречается в сростаниях с орселитом, а температура образования орселита $Ni_{5-x}As_2$ и маухерита $Ni_{11}As_8$ составляет 400 ÷ 700 °С (Melcher et al., 1997; Ertseva, Tsybulov, 2002).

Для обогащенных Pt, Pd хромититов Клифф (Prichard, Lord, 1993; O'Driscoll et al., 2012) из Шотландского офиолитового комплекса (Shetland Ophiolite Complex) описано широкое развитие феррихромита, в тесной ассоциации с арсенидами Ni и арсенидами Pt, Pd. Обогащение Pt, Pd связывается с магматической гетерогенностью. Платинометалльная ассоциация испытала 2 этапа метаморфогенного изменения: I этап – серпентинизация; и II этап - постсерпентинизационные процессы сопровождающиеся сменой восстановительных условий окислительными, связанные с тектоническими перемещениями (Derbyshire et al., 2012).

Подобную модель можно использовать и для объяснения обогащенности Pt, Pd в хромититах Северной ветви. Рудно-магматическая система Северной ветви офиолитов в отличие от Южной ветви содержала Pt (высокотемпературная изоферроплатина, (Pt-Ir-Ru-Os)), однако изменение первичных Pt содержащих фаз, и по-видимому первичных Os-Ir-Ru фаз, происходило на этапе ранней серпентинизации, вероятно в мантийных условиях при $T = 450\div 600^\circ C$. При участии глубинных восстановленных флюидов (H_2 , CH_4 , CO) происходило растворение Pt содержащих сульфидов, с формированием сульфидов Ni, Fe и интерметаллических соединений типа (Pt-Cu), (Pt,Cu,Fe,Ni), (Ir,Pd,Cu), (Pt,Pd,Cu). Глубинные восстановленные щелочные флюиды могли привести несовместимые для мантии элементы (Ti, Pb, Cu, P, F, Cl) (Перельман, 1989) на что указывает присутствие титаномагнетита и ильменита в углеродизированных хромититах Южной ветви, а также шэндита и апатита.

Зональные зональные зерна (Os-Ir-Ru) состава

Отдельно хотелось бы подробно остановиться на зональных зернах (Os-Ir-Ru) состава, поскольку они являются уникальными с точки зрения внутреннего строения и состава минералами.

Проблеме образования негомогенных (зональных) Os-Ir твердых растворов посвящено ряд работ (Cousins, 1973; Cabri and Harris, 1975, и др). В одних случаях негомогенные твердые растворы Os-Ir-Ru интерпретируются как образования, возникшие в неравновесных условиях в ходе первичной кристаллизации. Особенность данной зональности заключается в увеличении, либо уменьшении содержания Os, Ir от центра зерна к его краю, при постоянном содержании Ru (Cabri and Harris, 1975). Находки концентрически-зональных кристаллов Os-Ir-Ru состава обнаружены среди аллювиальных отложений р.Ко (северо-западная часть Восточного Саяна) (Готов и др.,

1990; Кривенко и др., 1990; Толстых, 2004). В этих зернах наблюдается концентрическое расположение фаз: осмий (Os = 94,7 мас.%) – рутениридосмин – осмий – рутенистый иридий. Согласно интерпретации Н.Д. Толстых [2004] такая зональность также обусловлена неравновесной кристаллизацией. Расплав, взаимодействуя с ранее выделившимся Os, не до конца реагирует с новыми порциями расплава, обогащенного иридием и рутением, и соответственно обрастает рутенистым иридием. Процессы неравновесной кристаллизации автор связывает с внедрением наиболее глубинного слабодифференцированного вещества мантии, в оболочку земной коры на ранних этапах геологической истории Земли (Толстых, 2004).

Для зональных кристаллов (Os-Ir-Ru) из хромититов Северной ветви предполагается «вторичное» происхождение, обусловленное растворением и переотложением первичных магматических Os-Ir-Ru твердых растворов, либо их сульфидов. На это указывает ряд признаков:

1) состав хромшпинелидов ассоциирующих с зональными кристаллами не отличается от состава хромшпинелидов хромититов в которых эти кристаллы и зерна не установлены, этот факт не позволяет нам задействовать модель неравновесной кристаллизации из железистого слабодифференцированного расплава в близповерхностных условиях, как это предполагается для зональных кристаллов р.Ко;

2) тесная ассоциация зональных кристаллов и зерен (Os-Ir-Ru) состава с зонами изменения (хлорит-серпентиновым агрегатом, непуитом (Ni разновидность серпентина), низкотемпературными МПГ;

3) самородный осмий (Os = 95÷100 мас.%), иридий и рутений (Ir = 43÷54 мас.%, Ru = 45÷50 мас.%) кроме зональных кристаллов образуют многофазные сростания «губчатого облика» с $\text{Ir}_2(\text{Ni}, \text{Cu})\text{S}_3$, (Ir, Ni, Fe), RuAs, лауритом, ирарситом, хизлевудитом (**прил. III, рис. 4м, н, п, р, с**);

4) в одном из зональных зерен установлены выделения хизлевудита, маркирующие зоны роста кристалла (**прил. III, рис. 4а**).

В работе Вуда (Wood, 2002) говорится о теоретической возможности переноса Os, Ir, Ru флюидами в форме бисульфидных комплексов: $\text{Os}(\text{HS})_6^{2-}$, $\text{Ru}(\text{HS})_6^{3-}$, $\text{Ir}(\text{HS})_6^{3-}$ (Pittwell, 1965), хотя на данный момент для этих комплексов неизвестны какие-либо экспериментально измеренные термодинамические параметры. Предполагается, что при появлении в системе мышьяка и сурьмы, растворимость ЭПГ падает. В связи с изменением состава раствора, система отклоняется от термодинамического равновесия и образуются зональные кристаллы и зерна. Высвобождающаяся сера из бисульфидных комплексов реагирует с никелем из вмещающих пород с образованием хизлевудита (включения хизлевудита по зонам роста). Благоприятными условиями для формирования бисульфидных комплексов являются: рН от нейтральной до щелочной, высокое содержание восстановленной S, низкая $f\text{O}_2$.

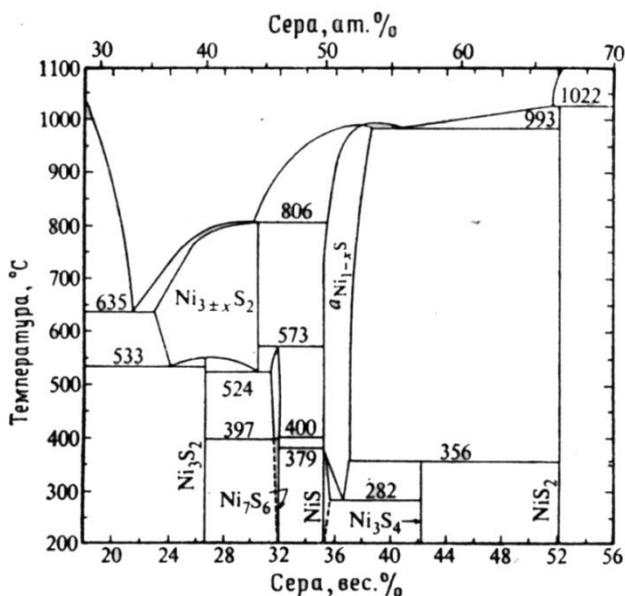


Рис. 6.10 Фазовые соотношения конденсированных фаз в системе никель-серы (от 18 до 56 вес.% серы) выше 200°C (Kullerud, Yund, 1962)

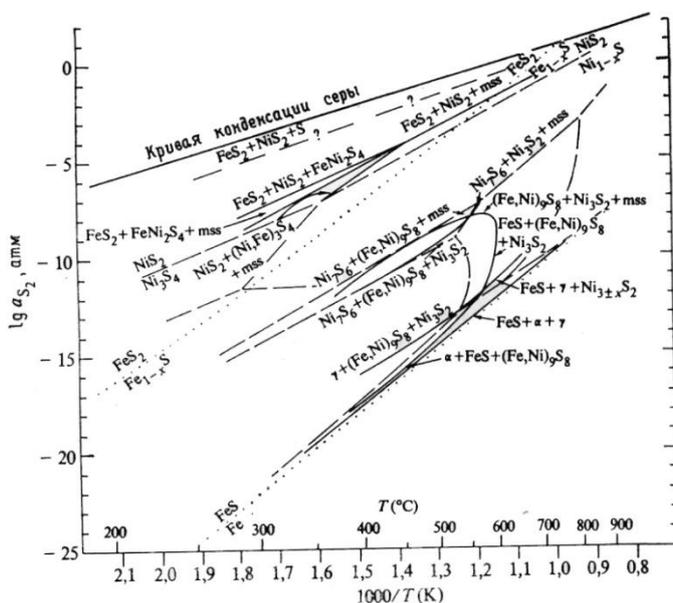


Рис. 6.11 Диаграмма активность серы – температура реакций сульфидизации в системе Fe-Ni-S по данным (Бартон, 1970; Craig, Scott, 1974).

Хочется отметить, что путь кристаллизации зональных (Os-Ir-Ru) соединений не противоречит диаграммам состояния в системах Os-Ir, Ir-Ru, здесь имеется в виду, что первым кристаллизуется Os, далее если не происходит перитектическая реакция (Os+Ir) (неравновесные условия), то мы попадаем в поле кристаллизации Ir-Ru и последним будет выделяться Ru (Благородные металлы, 1984, Округин, 2000). В наших кристаллах особенностью является полное отсутствие Os в рутенистом иридии и рутении.

Оценка температур образования зональных кристаллов проведена по включениям $Ni_{3-x}S_2$. Верхняя граница сосуществования ($Ni_{3-x}S_2$) – (Ni_7S_6) и микровключениям хроммагнетита в Ru° –

520 – 560 °С (Воган, Крейг, 1981; Mellini et al., 2005), исходя из данных диаграммы (**рис 6.11**), фугитивность серы $\log f S_2 = -8 \div -10$

IV. Корово-метаморфогенная стадия, образование сперрилита $PtAs_2$, Rh_2SnCu

При тектонических перемещениях (обдукции) и смене восстановительных условий на окислительные происходит последовательное изменение хромшпинелида в феррихромит – хроммагнетит с активным участием метаморфогенного флюида обогащенного коровыми компонентами (As, Sb, Sn). Температура образования: $Ni_{5-x}As_2$, $Ni_{11}As_8$ - 400÷700 °С (Melcher, 1997; Ertseva, 2002); феррихромит - 500 °С (Kimball, 1990); $PtAs_2$ - 670÷710 °С, образование этой ассоциации могло проходить в условиях эпидот – амфиболитовой фации (Т 500÷650 °С, Р 3,5÷6 кбар) (Derbyshire, et al., 2013)

ВЫВОДЫ:

1. Изученные хромититы Северной и Южной офиолитовых ветвей относятся к *подиформному типу*. Предполагается, что хромититы и ЭПГ минерализация сформировалась в супрасубдукционной обстановке. Для хромититов и ЭПГ минерализации Северной ветви допускается формирование на активной стадии субдукции, во флюдонасыщенной среде: 1) из бонинитового расплава, в результате реакционного взаимодействия истощенных мантийных перидотитов с примитивными расплавами; 2) смешение расплавов. Вполне вероятно, что процесс был не одностадийным. Происходили процессы метасоматоза под воздействием астеносферных восстановленных флюидов. Хромититы несут субдукционные метки – повышенные значения фугитивности кислорода (воздействие окислительных флюидов). Хромититы и ЭПГ минерализация Южной ветви могли образоваться в зоне спрединга, с последующим изменением в обстановке субдукции.

2. Оценка температур субсолидусного оливин-шпинелевого равновесия показала следующие значения: $T_{cp} = 650^\circ C$ для хромшпинелидов из хромититов Северной ветви, напротив температура оливин-хромшпинелевого равновесия в хромититах Хушагольского и Горлык-Гол-Дабан-Жалгинского участков (Южная ветвь) более высокая и составляет $T_{cp} = 790^\circ C$. Предполагается, что величины этих температур отвечают не образованию ультрамафитов и хромититов, а этапам становления и преобразования этих тел: тектоническое течение вещества верхней мантии, воздействие метасоматизирующих флюидов. Рассчитанные значения фугитивности кислорода для хромититов Северной ветви варьируют в диапазоне $\Delta \log f O_2 = (-0,6) \div 2$; для Южной ветви значения укладываются в достаточно узкий интервал $\Delta \log f O_2 = (-0,3) \div 0,9$. Широкий диапазон

значений летучести кислорода для хромититов Северной ветви отражает процессы воздействия как восстановленных мантийных флюидов, так и окислительных островодужных.

3. Преобладание твердых растворов Os-Ir-Ru и незначительные количества RuS_2 , бедного Os указывают на образование платиноидов при высокой температуре и низкой $f\text{S}_2$, что возможно в супрасубдукционной зоне. Совместная кристаллизация твердых растворов Os-Ir-Ru и RuS_2 возможна при $T = 1200 - 1250^\circ\text{C}$ и $\log f\text{S}_2 = -0,39 \div -0,07$.

4. *Наличие Pt содержащих минералов в хромититах Северной ветви* могло быть связано с локальным насыщением серой расплава, из которых кристаллизовались обогащенные Pt, Pd сульфидные фазы, которые в свою очередь при постмагматических процессах растворялись. Изменение первичных Pt содержащих фаз, и по-видимому первичных (Os-Ir-Ru) фаз, происходило на этапе ранней серпентинизации, вероятно в мантийных условиях при $T = 450 \div 600^\circ\text{C}$.

5. Тесная ассоциация «вторичных» ЭПГ с аваруитом, который образуется в восстановительных условиях при $\log f\text{S}_2 = -17 \div -20$, $T = 400 \div 500^\circ\text{C}$, свидетельствует о низкотемпературном происхождении «вторичных» ЭПГ. Выделение Os^0 в гарутите свидетельствует о возможности переноса этих элементов во флюидной фазе. Образование Os^0 , Ir-Ru, Ru^0 возможно при реакциях десульфуризации лаурита. На этой же стадии происходило растворение Pt содержащих сульфидов, с формированием сульфидов Ni, Fe и интерметаллических соединений с ЭПГ.

6. Для зональных кристаллов (Os-Ir-Ru) состава из хромититов Северной ветви предполагается *вторичное происхождение, обусловленное растворением и переотложением первичных магматических Os-Ir-Ru твердых растворов и лаурита в форме бисульфидных комплексов* в условиях: рН от нейтральной до щелочной, высокого содержания восстановленной S, низкой $f\text{O}_2$. Согласно проведенной оценке, температуры образования составляют $520 - 560^\circ\text{C}$, фугитивность серы $\log f\text{S}_2 = -8 \div -10$

7. На корово-метаморфогенной стадии при тектонических перемещениях происходит образование феррихромита, хроммагнетита, соединений Pt с As, Sb, арсенидов никеля. Температура образования: $\text{Ni}_{5-x}\text{As}_2$, $\text{Ni}_{11}\text{As}_8$ - $400 \div 700^\circ\text{C}$; феррихромита - 500°C , PtAs_2 - $670 \div 710^\circ\text{C}$. Образование этой ассоциации могло проходить в условиях эпидот – амфиболитовой фации ($T 500 \div 650^\circ\text{C}$, P 3,5 ÷ 6 кбар).

III защищаемое положение

Минералогические, микроструктурные особенности и минеральные ассоциации МПГ отражают последовательность формирования парагенезисов МПГ в хромититах: 1) – твердые растворы Os-Ir-Ru состава, лаурит RuS_2 образовались на магматической высокотемпературной стадии, сингенетично с хромитами, в верхнемантийных условиях; 2) – сульфоарсениды, арсениды (Os, Ir,

Ru) образуются под воздействием остаточных S, As содержащих флюидов на постмагматической стадии; 3) соединения ЭПГ отвечающие составу: Os⁰, Ir-Ru, Ru⁰, Pt-Cu-Fe-Ni, Ir-Ni-Fe и т.п. образуются в результате ремобилизации ЭПГ при процессах десульфуризация, деарсенизация ранних МПГ, под воздействием восстановленных флюидов; 4) соединения ЭПГ с As, Sb, Sn образуются при смене восстановительных обстановок на окислительные, совместно с арсенидами никеля, феррихромитом, хроммагнетитом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

► Хромитовые руды в офиолитах юго-восточной части Восточного Саяна пространственно и генетически связаны с гипербазитовыми массивами и относятся к подиформному типу. Они локализованы преимущественно в дунитах, серпентинитах, редко в гарцбургитах. Хромитовые руды представлены в основном густовкрапленными и сплошными структурно-текстурными разновидностями.

► Хромшпинелиды являются хорошими петрогенетическими индикаторами для оценки первичной литологии минтии. Хромититы Северной и Южной ветвей офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна имеют бимодальные химические характеристики и образуют два типа. *Хромититы I типа* сложены среднеглиноземистыми хромшпинелидами и представлены как в Северной, так и в Южной ветвях офиолитов. *Хромититы II типа* сложены низкоглиноземистыми хромшпинелидами и представлены только в Северной ветви офиолитов.

► Акцессорная рудная минерализация проявлена в большей степени в хромититах Северной ветви офиолитов и приурочена к участкам серпентинизации, хлоритизации, тальк-магнезитовому агрегату. Преобладающие минералы: аварунит, сульфиды, арсениды никеля. В отдельных образцах установлены такие минералы как амфибол, апатит. Минеральный состав хромитовых руд отражает процессы воздействия мантийных высокоуглеродистых щелочных флюидов, что выражается в присутствии таких минералов как: авгит-диопсид-волластонит, амфиболы, апатит, касситерит; титаномагнетит, ильменит, циркон, биотит (хромититы из углеродизированных ультрабазитов).

► Концентрация микроэлементов, редких и РЗЭ элементов в рудах зависит от формы вхождения этих элементов в рудах и обусловлена: а) изоморфной примесью в хромшпинелидах или в силикатах; б) объемным количеством и минеральным составом силикатов в хромитовых рудах; в) количеством и минеральным составом акцессорной рудной минерализации, в том числе и присутствием минералов концентраторов РЗЭ, U, Th в хромититах. Положительные аномалии LILE элементов вероятней всего связаны с наложенными процессами – флюидной проработкой (эндогенный, либо экзогенный источник).

► Распределение ЭПГ отражает петрологическую природу и эволюцию мантийного источника. В редковкрапленных хромитовых рудах Оспинско-Китойского массива распределение ЭПГ близко к их распределению в гарцбургитах и дунитах многих офиолитовых комплексов мира. Было установлено, что закономерное увеличение содержания ЭПГ происходит от редковкрапленных к сплошным рудам. В целом спектры хондрит-нормализованных кривых распределения ЭПГ имеют отрицательный наклон, характерный для подиформных хромититов офиолитовых комплексов с преобладанием IPGE над PPGE. По характеру спектров распределения

ЭПГ в исследуемых хромититах было выделено два типа распределения: (1) - (Os-Ir-Ru) геохимический тип, (2) - Pt – Pd геохимический тип выявлен в хромититах Северной ветви.

► Минералогия ЭПГ в хромитовых рудах Северной и Южной ветвей несколько различается. В целом в хромититах преобладают минералы системы Os-Ir-Ru (гексагональные твердые растворы), что характерно для подформных хромититов офиолитовых комплексов. Сульфиды, сульфоарсениды ЭПГ развиты в подчиненном количестве. Для хромититов Северной ветви характерно широкое развитие относительно низкотемпературных, «вторичных» минералов платиновой группы (Os-Ir-Ru) состава. Еще одной особенностью является присутствие высокотемпературных и низкотемпературных Pt содержащих МПГ (чего не наблюдается в хромититах Южной ветви). Установлены низкотемпературные соединения ЭПГ: Os^o, Ir-Ru, Ru^o, интерметаллические соединения ЭПГ с Fe, Cu, сульфоарсениды и арсениды этих металлов.

► На участке Зун-Оспа-Ильчир в хромититах впервые обнаружены в значительных количествах уникальные с точки зрения внутреннего строения, микроструктурных особенностей, химического состава и ассоциации *зональные кристаллы и зерна (Os-Ir-Ru) состава*. Зональные кристаллы (Os-Ir-Ru) состава, Os₇₆₋₉₀, Ir-Ru, Ru₈₀₋₉₉ показывают тесную ассоциацию с поздними минералами ЭПГ: сульфоарсениды (Os-Ir-Ru), рутенарсениды, закаринит, гарутит, (Pt-Cu), (Pt, Cu, Fe, Ni), сульфиды, сульфоарсениды Ni.

► Для хромититов и ЭПГ минерализации Северной ветви допускается формирование в супрасубдукционной обстановке, на активной стадии субдукции во флюдонасыщенной среде: 1) из бонинитового расплава, в результате реакционного взаимодействия истощенных мантийных перидотитов с примитивными расплавами; 2) смешения расплавов. Вполне вероятно, что процесс был не одностадийным. Происходили процессы мантийного метасоматоза под воздействием астеносферных восстановленных флюидов. Хромититы несут субдукционные метки – повышенные значения фугитивности кислорода (воздействие окислительных флюидов). Хромититы и ЭПГ минерализация Южной ветви могли образоваться в зоне спрединга, с последующим изменением в обстановке субдукции.

► Оценка температур субсолидусного оливин-шпинелевого равновесия показала следующие значения: T_{cp} = 650°C для хромшпинелидов из хромититов Северной ветви, напротив температура оливин-хромшпинелевого равновесия в хромититах Хушагольского и Горлык-Гол-Дабан-Жалгинского участков (Южная ветвь) более высокая и составляет T_{cp} = 790°C. Предполагается, что величины этих температур отвечают не образованию ультрамафитов и хромититов, а этапам становления и преобразования этих тел: тектоническое течение вещества верхней мантии, воздействие метасоматизирующих флюидов. Рассчитанные значения фугитивности кислорода для хромититов *Северной ветви* варьируют в диапазоне $\Delta \log f O_2 = (-0,6) \div 2$; для *Южной ветви*

значения укладываются в достаточно узкий интервал $\Delta \log f O_2 = (-0,3) \div 0,9$. Широкий диапазон значений летучести кислорода для хромититов Северной ветви отражает процессы воздействия как восстановленных мантийных флюидов, так и окислительных островодужных.

► Преобладание твердых растворов Os-Ir-Ru и незначительные количества RuS_2 , бедного Os указывают на образование платиноидов при высокой температуре и низкой fS_2 , что возможно в супрасубдукционной зоне. Совместная кристаллизация твердых растворов Os-Ir-Ru и RuS_2 возможна при $T = 1200 - 1250^\circ C$ и $\log fS_2 = -0,39 \div -0,07$. Наличие Pt содержащих минералов в хромититах Северной ветви могло быть связано с локальным насыщением серой расплава, из которых кристаллизовались обогащенные Pt, Pd сульфидные фазы, которые в свою очередь при постмагматических процессах растворялись. Изменение первичных Pt содержащих фаз, и по-видимому первичных (Os-Ir-Ru) фаз, происходило на этапе ранней серпентинизации, вероятно в мантийных условиях при $T = 450 \div 600^\circ C$. Тесная ассоциация «вторичных» ЭПГ с аваруитом, который образуется в восстановительных условиях при $\log fS_2 = -17 \div -20$, $T = 400 \div 500^\circ C$, свидетельствует о низкотемпературном происхождении «вторичных» ЭПГ. Выделение Os^0 в гарутите свидетельствует о возможности переноса этих элементов во флюидной фазе. Образование Os^0 , Ir-Ru, Ru^0 возможно при реакциях десульфуризации лаурита. На этой же стадии происходило растворение Pt содержащих сульфидов, с формированием сульфидов Ni, Fe и интерметаллических соединений с ЭПГ.

► Для зональных кристаллов (Os-Ir-Ru) состава из хромититов Северной ветви предполагается вторичное происхождение, обусловленное растворением и переотложением первичных магматических Os-Ir-Ru твердых растворов и лаурита в форме бисульфидных комплексов в условиях: рН от нейтральной до щелочной, высокого содержания восстановленной S, низкой fO_2 . Согласно проведенной оценке, температуры образования составляют $520 - 560^\circ C$, фугитивность серы $\log fS_2 = -8 \div -10$

► На корово-метаморфогенной стадии при тектонических перемещениях происходит образование феррихромита, хроммагнетита, соединений Pt с As, Sb, арсенидов никеля. Температура образования: $Ni_{5-x}As_2$, $Ni_{11}As_8$ - $400 \div 700^\circ C$; феррихромита - $500^\circ C$; $PtAs_2$ - $670 \div 710^\circ C$. Образование этой ассоциации могло проходить в условиях эпидот – амфиболитовой фации (T $500 \div 650^\circ C$, P $3,5 \div 6$ кбар).

Список литературы

- Агафонов Л.В.* Формы и условия концентрации платиноидов в хромититах Монголии // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994, с. 189-197.
- Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж, Кужугет К.С., Ойдуу Ч.К.* Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улаабаатар, 2005, 224 с.
- Анциферова Т. Н.* Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива. Дисс...канд. геол.-минер. наук. Улан-Удэ, 2006, 172 с.
- Арсентьев В.П.* Краткий очерк тектоники ЮВ части Восточного Саяна // В кн.: Тр. Бурят. компл. НИИ СО АН СССР. Сер. геол.-геогр. Улан-Удэ, 1960, Вып. 2, С. 39-50.
- Ащепков И.В.* Программа мантийных термометров барометров, использование: реконструкции и калибровки РТ методов // Вестник ОНЗ РАН, 2011, № 3
- Базылев Б.А.* Развитие аваруитсодержащей минеральной ассоциации в перидотитах из зоны разлома 15°20' (Атлантический океан) как одно из проявлений океанического метаморфизма // Российский журнал наук о земле, 2000, т.2, № 3-4, с. 279 - 293.
- Бартон П.Б.* Устойчивость сульфидных минералов. // В кн.: "Геохимия гидротермальных рудных месторождений", М.: Мир, 1970, с 211 - 285.
- Беличенко В.Г., Боос Р.Г.* Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре Центрально-Азиатских палеозоид // Геология и геофизика, 1988. № 12. С. 20 – 28.
- Бетехтин А.Г.* Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще / Хромиты СССР. Т. 1. Л.:Наука, 1937, с. 7-156.
- Благородные металлы:* Справочник / под ред. Е.М. Савицкого, М.: Металлургия, 1984, 592 с.
- Богдаева М.В.* Оспинско-Китойский массив гипербазитов (Восточный Саян) // В кн.: Тр. Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР. Сер. геол. М.: Из-во АН СССР, 1961. Вып. 16. С. 5 – 50.
- Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Сиб. отд-ние, 1991, 144с.
- Ваганов В.И., Соколов С.В.* Термабарометрия ультраосновных парагенезисов. М.: Недра, 1988, 149с.
- Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.* Распределение РЗЭ в ультрамафитах и рудообразующих хромовых шпинелях Войкаро-Сыншинского массива // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2006. с. 92 – 95.
- Воган Д., Крейг Дж.* Химия сульфидных минералов. М.: изд-во «Мир», 1981. 575 с.

- Вотяков С.Л., Чащухин И.С., Миронов А.Б., Борисов Д.Р., Быков В.Н.* О стехиометрии состава хромшпинелидов из ультрабазитов // Ежегодник – 1993 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1994. с.90-94.
- Галимов Э.М., Миронов А.Г., Ширяев А.А.* Происхождение углерода в алмазоносных углеродизированных гипербазитах Восточного Саяна // Докл. РАН, 1998. т.363. № 6. с.808-810.
- Геология и метаморфизм Восточного Саяна* / под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Игнатович, Новосибирск, Наука, 1988. 192 с.
- Геология и рудоносность Восточного Саяна* / Отв. ред. Н.Л. Добрецов, В.И. Игнатович, Новосибирск, Наука, 1989. 126 с.
- Глазунов О.М., Сутурин А.Н., Корнаков Ю.Н., Глазунова А.Д., Фролова Л.П.* Редкие элементы в гипербазитах Саяно-Байкальской области и состав вещества верхней мантии. // В. кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971. с. 35 – 43.
- Глазунов О.М.* Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, Сиб. Отд., 1981. 191 с.
- Глотов А.И., Майорова О.Н., Кривенко А.П., Лаврентьев Ю.Г.* Первые данные о составе платиноидных минералов из аллювиальных отложений Восточного Саяна // Доклады АН СССР, 1990. т. 312. № 6. с. 1433 – 1437.
- Гончаренко А.И.* Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
- Горнова М.А.* Геохимия и петрология надсубдукционных перидотитов // Автореф. Дис. док. геол.-мин. наук. Иркутск 2011. 40 с.
- Гурская Л. И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Шахова С.Н.* Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. Санкт-Петербург, Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 306 с. + вкл.
- Гусев А.С., Иванов В.М.* Аналитическая химия золота. М.: Химия, 1973. 260 с. (Сер. Аналитическая химия элементов).
- Давыдов Д.В.* Покровная структура восточного обрамления Гарганской глыбы (Восточный Саян, Оспино-Китойские гольцы) // Региональная геология, тектоника, литология, стратиграфия. Сборник докладов молодых ученых. М.: Академия наук СССР, Геологический институт, 1990. с. 42-47.
- Данилова Ю.В., Данилов Б.С.* Углеродсодержащая минерализация в тектонитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. Месторождений, 2001. № 1. с. 71 – 82.

- Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П.* Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений, 1986. Т. XXVIII. № 5. с 16 – 33
- Дистлер В.В., Юдовская М.А., Развозжаева Э.А., Мохов А.В., Трубкин Н.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К.* Новые данные по платиновой минерализации золотых руд месторождения Сухой Лог (Ленский золоторудный район) // ДАН, 2003. т.391. № 4. с.1–5.
- Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М.* Химические составы породобразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Коряжского нагорья // Часть 2 – Минералы платиновых элементов. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 69 с.
- Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П.* Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнералеозойские офиолиты Северной Евразии: Сб. статей. – Новосибирск. Наука. Сиб. отд-ние, 1985. С. 181 – 193.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Склярёв Е.В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // В кн.: «Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии». Наука, Новосибирск, 1985. с. 34-58.
- Добрецов Н.Л.* О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника, 1985. №1. с. 39-50.
- Еханин Д.А.* Геология и рудоносность Калнинского ультрабазитового массива (Западный Саян) // Дис.канд. геол.-мин.наук. Красноярск. 2010. 12с.
- Жмодик С.М., Агафонов Л.В., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч., Жмодик А.С., Карманов Н.С., Цимбалист В.Г.* Уникальная платинометалльная и никелевая минерализация в офиолитах Оспино-Китойского района (Восточный Саян) // Доклады Академии Наук, 2000, т. 373, № 1, с. 73-77.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В., Жмодик А.С., Павлов А.Л., Мороз Т.Н., Айриянц Е.В., Куликов Ю.И., Боровиков А.А., Пономарчук В.А., Дамдинов Б.Б.* Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика, 2004. т.45. № 2. с. 228-243.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.* Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса) / отв. ред. Н.Л. Добрецов, Новосибирск. Академическое изд-во «Гео», 2008. 304 с.
- Золотов Ю.А.* Очерки аналитической химии. М.: Химия, 1977. 239 с.
- Золотов Ю.А., Варшал Г.М., Иванов В.М.* Аналитическая химия металлов платиновой группы, М.: 2003, 592 с.
- Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К.* Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового

комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2014. т. 55. № 2. с.333 – 349.

Киселева О.Н., Агафонов Л.В., Цимбалист В.Г. Распределение элементов платиновой группы и генезис ультрабазитов, хромитовых руд Оспинско-Китойского и Харанурского массивов (Восточный Саян) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле», 2012 а. т. 5. с. 157 – 175.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Агафонов Л.В. Хромитовые руды офиолитов Восточного Саяна (Оспинско-Китойский и Харанурский районы) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерогения: материалы IV международной конференции и III молодежной школы-семинара. Улан-Удэ, ИД «Экос», 2012 б. с. 76 – 80.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Агафонов Л.В. Платинометалльная минерализация в хромитовых рудах офиолитов Восточного Саяна (Оспинско-Китойский и Харанурский районы) // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых) посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012в. Т. 3. с. 55 – 58.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Агафонов Л.В. Термометрия и редокс-состояние хромититов из ультрабазитов Оспинско-Китойского и Харанурского «массивов» // XVII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2011» посвященная 300-летию М.В. Ломоносова. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2011. с. 83-87. ISBN 978-5-7691-2243-9.

Киселева О.Н., Жмодик С. М., Агафонов Л. В. Благодороднометалльная и никелевая минерализация в хромититах Оспа-Китойского района (Восточный Саян) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург. Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. т.1. с. 216-218.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Коржинский А.Ф. Природа графитита в гипербазитах Оспинского массива в Восточном Саяне // Геология и геохимия горючих ископаемых. Киев, Наук. Думка, 1967. вып 9. с. 15.

Кривенко А.П., Глотов А.И., Толстых Н.Д. Состав платиновых минералов и вопросы платиноносности Алтае-Саянской складчатой области // Препр. ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1990. № 5. 27 с.

Кузьмичёв А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел - 2000, 2004. 192с.

- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластике по цирконам // Геология и геофизика, 2013, т.54, № 1, с. 45 – 57.
- Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах: в 2 кн / Рос. акад. наук, Сибирское отделение: Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. Кн. 2: Второстепенные и акцессорные минералы; науч.ред. Г.Н. Аношин, 2009. 190 с.
- Лодочников В.Н.* Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. / Труды ЦНИГРИ, 1936. Вып. 38.
- Лодочников В.Н.* Петрология Ильчирско-Мондинского района / Труды Вост. Сиб. геол. упр-ия, 1941. Вып. 28
- Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А.* Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале / Хромиты СССР, Л.: Изд-во АН СССР, Т. 2, М. -1940. с. 5-199.
- Магматические горные породы.* Т. 5. М.: Наука, 1988 / под ред. Богатикова О.А.
- Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А.* Специализация ультрабазитов и связанных с ними хромитовых и сульфидных руд на металлы группы платины // Доклады РАН. 2001. т. 379. - № 4. с. 537 – 543.
- Методы определения золота и серебра при геохимических исследованиях: Метод. рекомендации / Составитель В.Г. Цимбалист.* Новосибирск. Изд-ние ИГиГ СО АН СССР, 1984. 53 с.
- Методика количественного химического анализа НСАМ № 155 – ХС - I.* Определение Cu, Zn, Cd, Bi, Sb, Pb, Co, Ni, Fe, Mn атомно-абсорбционным методом в твердых сыпучих материалах. Москва, 2006 а
- Методика количественного химического анализа НСАМ № 237 - С.* Определение золота экстракционно - атомно-абсорбционным методом с органическими сульфидами в минеральном веществе разнообразного состава. Москва, 2006 б.
- Методика количественного химического анализа НСАМ № 130 - С.* Определение серебра пламенным атомно-абсорбционным методом в твердых веществах минерального происхождения. Москва, 2006 в
- Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Павлова Л.А.* Первая находка минералов ЭПГ в сульфидных рудах ультрабазитов Ийско-Кукшерского прогиба // Докл. Ак. Наук, 2008 т. 419, № 3. с. 384-386.
- Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлинский М. Ю., Колотилина Т.Б., Вишневский А.В., Бенедюк Ю.П.* Платинометальная минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений, 2013. № 3. С. 189-202.

- Минералы благородных металлов: Справочник / О.Е. Юшко-Захарова, В.В. Иванов, Л.Н. Соболева и др. М.: Недра, 1986. 272 с.*
- Москалёва С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.*
- Обручев С.В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. // Изв. АН СССР. Серия геол., 1942. № 5-6. с. 13-24.*
- Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы Якутск. ЯФ из-во СО РАН, 2000. 183 с.*
- Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004. т. 23. №2. с. 63-75*
- Ольшанский Я.И. Об ионно-электронных жидкостях // Докл. АН СССР, 1950. т.71. №4. с. 701-704.*
- Орсоев Д.А., Толстых Н.Д., Кислов Е.В. Минерал состава PtCu₃ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (В. Саян) // ЗВМО. 2001, ч. СXXX, №4, с. 61-71.*
- Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 200 с.*
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей / Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. с. 5-78.*
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.*
- Павлов Н.В., Соколов Г.А. Некоторые закономерности размещения хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном плутоне, включая скрытые рудные тела // Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1963. с. 93-106.*
- Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989, 528 с.*
- Петрографический словарь М., 1981, 496 с.*
- Пинус Г.В., Колесник Ю.А. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.*
- Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсоев Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013. № 11. с. 1689-1704.*
- Прайс В. Аналитическая атомно-абсорбционная спектроскопия. Пер. с англ. М.: Мир, 1976. 355 с.*
- Пятницкий И.В., Сухин В.В. Аналитическая химия серебра. М.: Наука, 1975. 260 с. (Сер. Аналитическая химия элементов).*

- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с
- Роцектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М.* Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного-Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Н.: ИГГиГ СО АН СССР, 1983. с. 19-43.
- Рябчиков И.Д.* Окислительно-восстановительные равновесия в верхней мантии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 703-706.
- Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.* Реситово-метаморфогенная модель хромитообразования в альпинотипных гипербазитах (на примере Южного Урала) / Геологический сборник ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2007. №6. с.233-250.
- Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В.* Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1998. т. 39. № 5. с. 598 – 610.
- Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н.* Тектоно-магматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Геотектоника, 2007. №1. С. 23-33
- Склярв Е.В.* Интерпретация геохимических данных: учебное пособие / Е.В. Склярв. Москва: Интермет-Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Скублов С.Г.* Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих минералах метаморфических пород. СПб.: Наука, 2005. 147 с.
- Скублов С.Г., Другова Г.М.* Редкоземельные элементы в зональных метаморфических минералах // Геохимия, 2004. № 3. С. 288 - 301
- Соболев Н.Д.* Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Китойских Альп (Восточный Саян). Из-во АН СССР, 1940.
- Соболев Н.Д.* Саянская перидотитово-серпентинитовая полоса. Труды Ин-та геол. и минер., 1934. Вып. 4.
- Соболев Н.В., Ефимова Э.С.* Вариации состава включений хромита как индикатор зональности кристаллов алмаза // ДАН, 1998. т. 358. № 5. с. 649 – 652.
- Сутурин А.Н.* Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.
- Толстых Н.Д.* Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками. // Дисс...док. геол.-минер. наук. Новосибирск. 2004. - 404 с.
- Слуцкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходырев О.Ю.* Устойчивость серпентина и талька в системе MgO-SiO₂-H₂O при высоких давлениях по данным термографического анализа // Геохимия, 1984. № 3. с. 314 – 322.

- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995. № 3. с. 3-22.
- Федотова А.А., Хаин Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. Тр. ГИН РАН, Вып. 537. 176 с.
- Хаин Е.В.* Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // Геотектоника, 1989. № 5. С. 38-51.
- Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Дегтярев К.Е.* Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 175-181.
- Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щанова Ю.В.* Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. 310 с.
- Шестопалов М.Ф.* Новые месторождения нефрита в Восточном Саяне // Сб. работ по самоцветам. Вып.5. М., Л., 1938, с. 71 – 105
- Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В.* Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 271с.
- Abe N.* Petrology of podiform chromitite from the ocean floor at the 15°20'NFZ in the MAR, Site 1271, ODP Leg 209. // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 2011. v. 106. pp. 97-102.
- Ahmed A.H., Arai S.* Platinum-group element geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Precambrian ophiolite, Eastern Desert, Egypt. Proceedings, 9th International Platinum Symposium, Billings, Montana, 2002. pp. 1–4.
- Ahmed A.H., Arai S.* Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite // Canadian Mineralogist, 2003. v. 41. pp. 597–616.
- Ahmed A.H., Arai S., Yaser M.A., Ikenne M., Rahimi A.* Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco // Journal of African Earth Sciences, 2009. v. 55, p. 92-104.
- Ahmed A.H., Harbi H.M., Habtoor A.H.* Compositional variations and tectonic settings of podiform chromitites and associated ultramafic rocks of the Neoproterozoic ophiolite at Wadi Al Hwanet, northwestern Saudi Arabia // Journal of Asian Earth Sciences, 2012. v. 56. pp. 118–134.
- Aldanmaz E., Meisel T., Celik O.F., Henjes-Kunst F.* Osmium isotope systematics and highly siderophile element fractionation in spinel-peridotites from the Tethyan ophiolites in SW Turkey: Implications

- for multi-stage evolution of oceanic upper mantle // *Chemical Geology*, 2012. v. 294–295. pp. 152–164.
- Allan J.F., Dick H.J.B.* Cr-rich spinel as a tracer for melt migration and melt-wall rock interaction in the mantle: Hess Deep, LEG 147. / In C. Mével, K.M. Gillis, J. F. Allan, and P.S. Meyer (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results, 147: College Station, TX (Ocean Drilling Programm)*, 1996. pp. 157–170.
- Andrews D.R.A., Brenan J.M.* Phase-equilibrium constraints of the magmatic origin of laurite and Os-Ir alloy // *Canadian Mineralogist*, 2002. v.40. pp. 1705-1716.
- Arai S.* Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. // *Mineralog. Mag.*, 1992, v. 56, p. 173–184.
- Arai S., Kadoshima K., Morishita T.* Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *J. Geol. Soc. Lond.*, 2006. v. 163, pp. 869–879.
- Arai S., Okamura H., Kadoshima K., Tanaka C., Suzuki K., Ishimaru S.* Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. // *Island Arc*, 2011. v. 20. pp. 125–137.
- Arai S., Uesugi J., Ahmed A.H.* Upper crustal podiform chromitite from the Northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2004. v.147. pp. 145–154.
- Arai S., Yurimoto H.* Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as melt-mantle interaction products // *Econ. Geol.*, 1994, v. 89. pp. 1279-1288/
- Auge T.* Platinum-group mineral inclusions in chromitites from the Omanophiolite. // *Bulletin De Mineralogie*, 1986. v. 109. pp. 301–304;
- Auge T.* Platinum-group minerals in the Tiebagi and Vourinos ophiolitic complexes: genetic implication // *Canadian Miner.*, 1988. № 1. pp. 177-192.
- Auge T., Legendre O., Maurizot P.* The distribution of Pt and Ru-Os-Ir minerals in the New Caledonia ophiolite. // In: Laverov, N.P., Distler, V.V. (Eds.), *International Platinum. Theophrastus Publications, Athens*, 1998. pp. 141– 154
- Bai W., Robinson P.T., Fang Q., Yang J., Yan B., Zhang Z., Hu X.-F., Zhou M.-F., Malpas J.* The PGE and base-metal alloys in the podiform chromitites of the Luobusa ophiolite, southern Tibet // *Canadian Mineralogist*, 2000. v. 38. pp. 585–598.
- Ballhaus C.* Origin of podiform chromite deposits by magma mingling // *Earth and Planetary Science Letters*, 1998. v. 156. pp. 185–193.
- Ballhaus C., Berry R., Green D.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // *Contribs. Mineral. And Petrol*, 1991. v. 107. pp. 27-40.

- Barnes S.J., Naldrett A.J., Gorton M.P.* The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // *Chem. Geol.*, 1985. v. 53. pp. 303–323.
- Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *J. Petrol.*, 2001. v. 42. pp. 2279–2302.
- Bedard J.H.* A new projection scheme and differentiation index for Cr-spinels // *Lithos*, 1997. v. 42. pp. 37–45.
- Bird J.M., Bassett W.A.* Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // *Journal of Geophysical Research*, 1980. v.85. pp.5461-5470.
- Borisov A., Palme H.* Solubilities of noble metals as derived from experiments in Fe-free systems // *Amer. Mineral.*, 2000. v. 85. pp. 1665-1673.
- Bowles J.F.W., Gize A.P., Vaughan D.J., Norris S.J.* Development of platinum-group minerals in laterites — initial comparison of organic and inorganic controls. / *Transactions, Institution of Mining and Metallurgy (Section B, Applied Earth Science)*, 1994. v. 103. pp. 53–56.
- Cabri L.J.* The platinum group minerals / In: *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and mineral Beneficiation of platinum group elements. Spec. Volume 54. Canadian Inst, of Mining, Metalurgy, and Petroleum.* 2002. P. 13-131.
- Cabri L.J. and Harris D.C.* Zoning in Os-Ir alloys and the relation of the geological and tectonic environment of the source rocks to the bulk Pt: (Pt+Ir+Os) ratio for placers // *Canadian Mineralogist*, 1975. v. 13. pp. 266 – 274.
- Corrivaux L., LaFlamme J.H.G.* Mineralogie des elements du groupe du platine dans les chromitites de l'ophiolite de Thetford Mines, Quebec // *Canadian Mineralogist*, 1990. v.28. pp. 579–595.
- Cousins C.A.* Notes on the geochemistry of the platinum-group elements // *Transaction - geological society of South Africa*, 1973. v. 76. № 1. pp. 77 – 81.
- Craig J.R., Scott S.D.* Sulfide phase equilibria. // In: *Mineral. Soc. Am. Short Course Notes* / ed. P.H. Ribbe. MSA, Washington, DC, 1974. v.1, pp. CS-1-CS-110.
- Derbyshire E.J., O'Driscoll B., Lenaz D., Gertisser R.* Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): implications for chromitite petrogenesis and late-stage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite // *Lithos*, 2013. v. 162- 163. pp.279 - 300.
- Dick H.J.B, Bullen T.* Chromium-spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. // *Contributions to Mineral Petrology*, 1984. v. 86. pp. 54-76.
- Dönmez C., Keskin S., Günay K., Çolakoğlu A.O., Çiftçi Y., Uysal İ., Türkel A., Yıldırım N.* Chromite and PGE geochemistry of the Elekdag Ophiolite (Kastamonu, Northern Turkey): Implications for deep magmatic processes in a supra-subduction zone setting // *Ore Geology Reviews*, 2014. v. 57. pp. 216–228

- O'Driscoll B., Day J.M.D., Walker R.J., Daly J.S., McDonough W.F., Piccoli P.M.* Chemical heterogeneity in the upper mantle recorded by peridotites and chromitites from the Shetland Ophiolite Complex, Scotland. // *Earth and Planetary Science Letters*, 2012. v. 333-334. pp. 226-237.
- Economou-Ellopoulos* Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: Implications for their exploration // *Ore Geology Reviews*, 1996. v. 11. pp. 363–381.
- El Ghorfi M., Melcher F., Obertür T., Boukhari A.E., Maacha L., Maddi A., Mhaili M* Platinum group minerals in podiform chromitites of the Bou Azzer Ophiolite, Anti Atlas, Central Morocco // *Mineral. Petrol.*, 2008. v.92. pp.59-80.
- Ertseva L.N., Tsybulov L.B.* On transformations of Iron, Nickel, and Cobalt arsenides and sulfoarsenides under thermal treatment in various media // *Russian Journal of Applied Chemistry*, 2002. v. 75. pp. 1585-1593.
- Fabries J.* Spinel-olivine geothermometry in peridotite from ultramafic complexes // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979. v. 69. pp. 329 – 336.
- Feather C.E.* Mineralogy of platinum-group minerals in the Witwatersrand, South Africa. *Economic Geology*, 1976. v. 71. 1399–1428.
- Fischer W., Amosse I., Leblanc M.* PGE distribution in some ultramafic rocks and minerals from the Bou-Azzer ophiolite complex (Morocco) // In *GeoPlatinum Symp.* (eds.: H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles & S.J. Cribbs.). Elsevier, London, 1988. pp. (199-210).
- Gaetani G.A., Grove T.L., Bryan W.B.* Experimental phase relations of basaltic andesite from hole 839B under hydrous and anhydrous conditions // In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Eds.: Hawkins J., Parson L., Allan J.), 1994. v.135. pp. 557–563.
- Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero P., Puskarev E.V., Zaccarini F.* Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // *Tectonophysics*, 1997a. v. 276. № 1 - 4. pp. 181-194.
- Garuti G., Zaccarini F.* In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinized and weathered chromitite of the Vourinos complex, Greece // *Canadian Mineralogist*, 1997b. v. 35. pp. 611–626.
- Gervilla F, Proenza J.A., Frei R., Gonzalez-Jimenez J.M., Garrido C.J., Melgarejo J.C., Meibom A., Diaz-Martinez A.E.R., Lavaut W.* Distribution of platinum-group elements and Os isotopes in chromite ores from Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba) // *Contrib Mineral Petrol*, 2005. v. 150. pp. 589–607.
- González-Jiménez J.M., Kerestedjian T., Proenza, J.A., Gervilla F.* Metamorphism on chromite ores from the Dobromirski ultramafic massif, Rhodope Mountains (SE Bulgaria) // *Geol. Acta*, 2009. v. 7 (4). pp. 413–429.

- González-Jiménez J.M., Proenza J.A., Gervilla F., Melgarejo J.C., Blanco-Moreno J.A., Ruiz-Sánchez R., Griffin W.L.* High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tánamo district, Mayarí-Cristal ophiolitic massif (eastern Cuba): constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group elements. *Lithos*, 2011. v. 125. pp. 101–121.
- Graham I.T., Franklin B.J., Marshall B.* Chemistry and mineralogy of podiform chromitite deposits, southern NSW, Australia: a guide to their origin and evolution // *Mineralogy and Petrology*, 1996. v. 37. pp. 129–150.
- Hagen D., Weiser T.H., Htay T.* Platinum-group minerals in Quaternary gold placers in the upper Chindwin area of norther Burma // *Mineralogy and Petrology*, 1990. v. 42. pp. 265 – 286.
- Harris D.C.* Ruthenarsenite and iridarsenite, two new minerals from the territory of Papua and New Guinea and associated irarsite, laurite and cubic iron-bearing platinum // *Can Mineral*, 1974. v. 12. pp. 280-284.
- Harris D.C., Cabri L.J.* Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // *Canadian Mineralogist*, 1991. v. 29. pp. 231-237.
- Hamlyn P.R., Keays R.R.* Sulfur saturation and second stage melts; application to the Bushveld Pt metal deposits // *Economic Geology*, 1986. v. 81. pp. 1431–1445.
- Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W.* Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*, 2001. v. 410. pp. 677–681.
- Henry D., Medaris L.* Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in South-western Oregon // *Amer. J. Sci.*, 1980. v. 280-A, part 1. pp. 211-231.
- Irvine N.N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 2. Petrological applications // *Can. J. Earth Sci.*, 1967. v. 4. pp. 71-103.
- Jannessary M.R., Melcher F., Lodziak J., Meisel T.C.* Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores from southern Iran // *Ore Geology Reviews*, 2012. v. 48. pp. 278–305.
- 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. v. 42. pp. 655–671.
- Kelemen P. B., Dick H. J. B., Quick J. E.* Formation of harzburgite by pervasive melt–rock reaction in the upper mantle // *Nature*, 1992. v. 358. pp. 635–641.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. v. 199. pp. 311-325.

- Kimball K.* Effects of hydrothermal alteration on the composition of chromian spinels // *Contributions to Mineral Petrology*, 1990. v. 105. pp. 337-346.
- Kullerud G., Yund R.A.* The Ni-S system and related minerals // *J. Petrol*, 1962. v. 3. pp. 126-175.
- Leblanc M.* Platinum-group elements and gold in ophiolite complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor // In: *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere* (Eds.: Peters T., Nicolas A., Coleman R.G.). Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 1991. pp. 231–260.
- Liipo J., Vuollo J., Nykanen V., Piirainen T., Pekaarinen L., Tuokko J.* Chromites from the early Proterozoic Outkumpu-Jormua ophiolite belt: a comparison with chromites from Mesozoic ophiolites // *Lithos*, 1995, v. 36, pp. 15-27.
- Malitch K.N., Merkle R.K.W.* Ru-Os-Ir-Pt and Pt-Fe alloys from the Evander Goldfield (Witwatersrand Basin, South Africa): detrital origin inferred from compositional and osmium isotope data // *Canadian Mineralogist*, 2004. v. 42. pp. 631 – 650.
- Matveev S., Ballhaus C.* Role of water in the origin of podiform chromitite deposits // *Earth and Planetary Science Letters*, 2002. v. 203. pp. 235–243.
- Maurel C., Maurel P.* Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spineless // *Bulletin de Minéralogie*, 1982. v. 105. pp. 197–202.
- McDonough WF, Sun S-S* The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995. v. 120. pp.223–253.
- McDonald A.M., Proenza J.A., Zaccarini F., Rudashevsky N.S., Cabri L.J., Stanley C.J., Rudashevsky V.N., Melgarejo J.C., Lewis J.F., Longo F., Bakker R.J.* Garutiite, (Fe, Ni, Ir), a new hexagonal polymorph of native Ni from Loma Peguera, Dominican Republic. // *Eur. J. Mineral.*, 2010. v. 22. pp. 293–304.
- McElduff B., Stumpfl E.F.* Platinum-group minerals from the Troodos ophiolite complex, Cyprus // *Mineralogy and Petrology*, 1990. v. 42. pp. 211–232.
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F.* Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // *Journal of Petrology*, 1997. v. 38. pp. 1419-1458.
- Mellini M., Rumori C., Viti C.* Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: formation of 'ferritchromit' rims and chlorite aureoles. // *Contributions to Mineral Petrology*, 2005. v. 149. pp. 266-275.
- Mungall J.E., Hanley J.J., Arndt N.T., Debecdelievre A., 2006.* Evidence from meimechites and other low-degree mantle melts for redox controls on mantle – crust fractionation of platinum-group elements // *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2006. v. 103. pp. 12695–12700.
- Nakagawa M., Franco H.E.A.* Placer Ru–Os–Ir alloys and sulfides: indicators of sulfur fugacity in an ophiolite? // *Canadian Mineralogist*, 1997. v. 35. pp. 1441–1452.

- Naldrett A.J.* Platinum-group element deposits / In: *Cabri L.J.* (Ed.) *PGE Mineralogy, Geology, Recovery*, 1981, v. 23. Canadian Institute of Mining and Metallurgical Publication, pp. 197-231.
- Naldrett, A.J.* Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // *Economic Geology*, 2010. v. 105. pp. 669–688.
- O'Neill H.St.C., Wall V.J.* The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // *J. Petrol.*, 1987. v. 28. pp. 1169–1191.
- Nilsson L.P.* Platinum-group mineral inclusions in chromitite from Osthhammeren ultramafic tectonite body, south central Norway // *Mineralogy and Petrology*, 1990. v. 42. pp. 249–263.
- Ozawa K.* Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites // *Contrib. Mineral.* 1983. v. 82. pp. 52-65.
- Pagé P., Barnes S.-J.* Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford mines ophiolite, Québec, Canada // *Economic Geology*, 2009. v. 104, pp. 997–1018.
- Pagé P., Bédard J.H., Tremblay A.* Geochemical variations in a depleted fore-arc mantle: The Ordovician Thetford Mines Ophiolite // *Lithos*, 2009. v. 113. pp. 21–47.
- Page N.J., Pallister J.S., Brown M.A., Smewing J.D., Haffity J.* Palladium, platinum, rhodium, iridium, and ruthenium in chromite-rich rocks from the Samail ophiolite, Oman // *Canadian Mineralogist*, 1982. v. 20. pp. 537–548.
- Page N.J., Talkington R.W.* Palladium, platinum, rhodium, ruthenium, and iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland. *Canadian Mineralogist*, 1984. v. 22. 137–149.
- Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting // *Journal of petrology*, 1998. v. 39. № 9. pp. 1577-1618.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.* Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // In: *Marginal Basin Geology*. Geological T Society. (Eds.: B.P. Kokelaar, M.F. Howells). London, Special Publication, 1984. v. 16. pp. 77–94.
- Pittwell L.R.* Thiometallates of the group-eight metal // *Nature*, 1965. v. 207. pp. 1181 – 1182.
- Prichard H.M., Economou-Eliopoulos M., Fisher P.C.* Platinum-group minerals in podiform chromitite in the Pindos ophiolite complex, Greece // *Canadian Mineralogist*, 2008 a. v. 46. pp. 329–341.
- Prichard H.M., Fisher P.C., Nearly C.R., Ohara M.J.* PGE-rich podiform chromitites in the Al' Ays ophiolite complex, Saudi Arabia: an example of critical mantle melting to extract and concentrate PGE // *Economic Geology*, 2008 b. v.103. pp. 1507–1529.

- Prichard H.M., Lord R.A.* An overview of the PGE concentrations in the Shetland ophiolite complex // In: Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society of London, Special Publication (Eds.: H.M. Prichard T. Alabaster N.B.W. Harris, C.R. Neary), 1993. v. 76. pp. 273–294.
- Prichard H.M., Lord R.A., Neary C.R.* A model to explain the occurrence of Pt and Pd-rich ophiolite complexes // Journal of Geological Society of London, 1996. v. 153. pp. 323–328.
- Prichard H.M., Tarkian M.* Platinum and palladium minerals from two PGE-rich localities in the Shetland ophiolite complex. Canadian Mineralogist, 1988. v. 26. pp. 979–990.
- Rehkämper M., Halliday A.N., Barford D., Godfrey J.F., Dawson J.B.* Platinum-group element abundance patterns in different mantle environments // Science, 1997. v. 278. pp. 1595–1598.
- Roeder P., Campbell I., Jamieson H.* A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contribs. Mineral. and Petrol., 1979. v. 68. pp. 325–334.
- Roeder P.L., Reynolds I.* Crystallization of chromite and chromium stability in basaltic melts // Journal of Petrology, 1991. v. 32. pp. 909–934.
- Rollinson H.* The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt composition. // Contrib. Mineralog. Petrol., 2008. v. 156. pp. 273–288.
- Sisir K. Mondala, Ripley E.M., Li C., Frei R.* The genesis of Archaean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massifs in the Singhbhum Craton, India // Precambrian Research, 2006. v. 148. pp. 45–66.
- Sisir K. Mondal, Zhou M.* Enrichment of PGE through interaction of evolved boninitic magmas with early formed cumulates in a gabbro–breccias zone of the Mesoarchean Nuasahi massif (eastern India) // Miner Deposita, 2010. v. 45. pp. 69–91.
- Stockman H.W.* Noble metals in the Ronda and Josephine peridotites // Ph D., thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass., USA (unpubl), 1982. p. 180.
- Stockman H.W., Hlava P.F.* Platinum-group minerals in Alpine chromitites from southwestern Oregon. Economic Geology, 1984. v. 79. pp. 491–508.
- Stumpfl E.F.* Distribution, transport and concentration of platinum group elements // In: Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks. Institution of Mining and Metallurgy, London (Eds. M.J Gallagher, R.A Ixer, C.R. Neary, H.M. Prichard), 1986. pp. 379–394.
- Stumpfl, E.F., Tarkian M.* Platinum genesis: new mineralogical evidence // Economic Geology, 1976. v. 71, pp. 1451–1460.
- Sun, Shen-Su* Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982. v. 46. pp. 179–192.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in oceans basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345

- Suzuki K.* Grain-boundary enrichment of incompatible elements in some mantle peridotites // *Chem. Geol.*, 1987. v.63. pp. 319 – 334.
- Thayer T.P.* Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag distinct, Turkey // *Economic Geology*, 1964. v. 59. pp. 1497-1524.
- Talkington R.W., Watkinson D.H., Whittaker P.J., Jones P.C.* Platinum-group minerals and other solid inclusions in chromite of ophiolite complexes: occurrence and petrological significance // *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 1984. v. 32. pp. 285–301.
- Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M.* Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and Russian Far East // *Ore geology Review*, 2002. v. 20. pp. 1-25.
- Tolstykh N., Sidorov E., Kozlov A.* Platinum-group minerals from the Olkhovaya-1 placers related to the Karaginsky ophiolite complex, Kamchatsky mys peninsula, Russia // *The Canadian Mineralogist*, 2009. v. 47. №5. pp.1057-1074.
- Tredoux M., Lindsay N.M., Davies G., McDonald J.* The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism // *S. Afr. J. Geol.*, 1995. v. 98. pp. 157 – 167.
- Tsoupas G., Economou-Eliopoulos M.* High PGE contents and extremely abundant PGE-minerals hosted in chromitites from Veria ophiolite complex, northern Greece // *Ore Geology, Reviews*, 2008. v. 33
- Uysal I., Tarkian M., Sadiklar M.B., Zaccarini F., Meisel T., Garuti G., Heidrich S.* Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2009. v. 158 (5). pp. 659–674
- Vood B., Bryndzia L., Johnson K.* Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation // *Science*, 1990. v. 248. № 4953. pp. 337 – 345.
- Vymazalova A., Laufek F., Drabek M.* Zaccarinite, RhNiAs, a new platinum-group mineral from Loma Peguera, Dominican Republic // *The Canadian Mineralogist*, 2012. v. 50. pp. 1321 – 1329.
- Wood B., Virgo D.* Upper mantle oxidation state: ferric iron contents of lherzolite spinel by ⁵⁷Fe Mossbauer Spectroscopy and resultant oxygen fugacities // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. v. 53. № 6. pp. 1277 -1291.
- Wendland R.F.* Sulfide saturation of basalt and andesite melts at high pressure and temperatures. // *American Mineralogist*, 1982. v. 67. pp. 877-885.
- Zhou M-F., Robinson P., Malpas J., Li Z.* Podiform chromites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle // *Journal of Petrology*, 1996. v. 37. pp. 3-21.

Zhou M.-F., Sun M., Keays R.R., Kerrich R.W. Controls of platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts
// *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998. v. 62, 677– 688.

Приложение I

Таблица 1. Химический состав пироксенов в редковкрапленных дунитах, гарцбургитах и сплошных хромититах Оспино-Китойского и Харанурского массивов (мас.%).

	I	II				III								
	XH 60 2-6	BC 62 15	BC 62 17	BC 62 21	BC 62_24	K 61 8-6	K 61 8-3	K 61 8-4	K 61 9-5	K 61 14-1	K 61 6-2	K 61 7-1	K 61 8-2	K 61 12-8
SiO ₂	63,8	57,2	57,3	56,9	57,1	55,3	52,9	55,5	53,9	54,9	55,6	55,7	54,45	55,9
TiO ₂	»	0,02	0,02	0,02	0,02	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Al ₂ O ₃	»	0,8	0,46	0,83	0,5	0,9	»	»	»	»	»	»	»	»
Cr ₂ O ₃	1	0,5	0,14	0,54	0,33	0,8	»	»	»	»	»	»	0,77	»
FeO _{общ}	0,3	5,5	5,6	5,5	5,6	1,3	5,5	0,8	3,9	0,69	0,7	0,7	3,82	0,57
MnO	»	0,14	0,15	0,14	0,14	»	0,8	»	0,5	»	»	»	- // -	»
MgO	32,9	34,1	35,6	35,1	34,6	22,6	14,7	18,2	16	18,5	17,8	18,1	16,55	18,1
CaO	»	1,2	0,27	1,2	0,9	20,4	24,9	25,4	25,3	25,6	26,2	27,1	25,56	25,9
Na ₂ O	»	»	0,01	0,01	0,01	»	»	»	»	»	»	»	»	»
K ₂ O	»	0,04	0,04	0,04	0,04	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Сумма	98	99,5	99,59	100,28	99,24	101,3	98,8	99,9	99,6	99,69	100,3	101,6	101,15	100,47
Формульные коэффициенты														
Si	2,24	1,98	1,97	1,95	1,98	1,95	1,99	2	1,99	1,99	2	2	1,98	2
Ti														
Al		0,03	0,02	0,03	0,02	0,04								
Cr	0,03	0,01	0	0,02	0,01	0,02							0,02	
Fe ²⁺	0,01	0,16	0,13	0,1	0,15	0	0,14	0,03	0,1		0,02		0,09	0,02
Fe ³⁺			0,03	0,05	0,01	0,04	0,03		0,02	0,02		0,03	0,03	
Mn							0,02		0,02					
Mg	1,72	1,76	1,83	1,8	1,79	1,18	0,82	0,98	0,88	1	0,96	0,96	0,89	0,97
Ca	0	0,05	0,01	0,05	0,03	0,77	1	0,98	1	1	1	1	0,99	1
		Энстатит				Авгит	Диопсид				Волластонит			

Примечание: I – Харанурский участок, II, III – Ильчирский участок (оз, Верхнее), (- // -) – ниже предела обнаружения. Анализы выполнены на электронном микронзонде САМЕВАХ-МІСRO, аналитик Хмельникова О.С.

Таблица 2 Химический состав водосодержащих силикатов в редковкрапленных дунитах и сплошных хромититах Оспино-Китойского и Харанурского массивов (мас.%).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	BC 64	BC 61_5	BC 61_10	BC 61_14	OK 162 12-1	334-1	334-2	VS 21a 3-5	VS 21a 4-4	VS 21b 3-4	VSB 21 4-5	VSB 21b 7-3	VSB 21b 8-4
SiO ₂	53	48,35	49,69	51,33	40	35,80	36,61	30,44	32,56	24,09	29,97	23	27,15
Al ₂ O ₃	10,9	8,54	4,71	6,29	15,2	12,60	12,68	»	»	0,6	»	»	»
TiO ₂	»	0,04	0,09	0,04	0,52	0,31	0,30	»	»	»	»	»	»
FeO общ	25,2	2,47	2,22	2,25	20,6	8,1	8,15	1,09	0,69	6,24	2,7	2,86	2,47
MgO	4,4	20,96	24,74	21,49	6,45	21,02	21,02	5,59	6,14	2,54	3,45	»	4,13
CaO	2,7	12,4	10,57	12,51	10,79	7,26	7,18	»	- // -	»	»	»	»
MnO	»	0,04	0,05	0,07	»	0,51	0,5	»	0,76	»	»	»	»
NiO	»	»	»	»	»	»	»	45,1	41,07	44,73	41,99	51,25	44,16
Cr ₂ O ₃	1,15	0,03	0,98	0,04	0,54	12,48	12,54	1,48	0,39	6,2	»	0,88	1,39
Na ₂ O	»	1,73	0,98	1,3	1,52	»	»	»	»	»	»	»	»
K ₂ O	»	0,52	0,21	0,31	0,47	»	»	»	»	»	»	»	»
Сумма	97,35	95,08	94,24	95,63	96,09	98,08	98,98	83,7	81,61	84,4	78,11	77,99	79,3
Формульные коэффициенты													
Si	7,82	6,86	7,14	7,21	6,08	5,36	5,42						
Al ^(IV)	0,18	1,43	0,8	0,8	1,92	2,21	2,21						
Al ^(VI)	1,72			0,26	0,8								
Ti		0,05	0,09	0,01	0,06								
Fe ²⁺	3,11				1,73	1,01	1,01						
Fe ³⁺		0,33	0,27	0,26	0,88								
Mg	0,98	4,43	5,3	4,5	1,46	4,67	4,64						
Ca	0,43	1,88	1,63	1,9		1,16	1,14						
Mn		0,01	0,01	0,01		0,06	0,06						
Cr					0,07	1,47	1,47						
Na		0,48	0,27	0,35	0,45								
K		0,1	0,04	0,06	0,09								
OH		2	2	2	2	4	4						

Примечание: 1÷5 амфиболы – Харанурский участок: 1 – Al содержащий антофиллит $[(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7 (\text{Si}_4\text{O}_{11})_2 (\text{OH}, \text{F})_2]$; Ильчирский участок: 2 – эденит $[(\text{Na}, \text{Ca})_2 \text{Mg}_5 (\text{Al Si}_7\text{O}_{22}) (\text{OH}, \text{F})_2]$; 3, 4 – магнезиальная роговая обманка $[(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_5 (\text{Si}_3 (\text{Al}, \text{Si}) \text{O}_{11})_2 (\text{OH}, \text{F})_2]$; Хушагольский участок, углеродизированный хромитит: 5 – феррочермакит $[(\text{Ca}_2 \text{Fe}^{2+}_3 \text{Al}, \text{Fe}^{3+}) (\text{Si}_6 \text{Al}_2 \text{O}_{22}) (\text{OH})]$; Зуноспинский участок: 6, 7 – шуйскит (?) $[\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Al}) (\text{Cr}, \text{Al})_2 (\text{SiO}_4) (\text{Si}_2\text{O}_7) (\text{OH})_2 \text{H}_2\text{O}]$; 8 ÷ 13 – непуит $[\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$. Анализы выполнены на электронном микронде САМЕВАХ-МІСRO, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хмельникова О.С.

Таблица 3 Химический состав минералов редкоземельных и тяжелых элементов в хромититах Оспино-Китойского и Харанурского «массивов» (мас.%).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	BC 48_5	K 37_5-2	K 37_8-1	BC 64_9	BC 68_6-2	BC 68_8-1	OK 162_6-1	OK 162_6-2	BC 68_10-1	K-37_10
Zr	61,84	71,00	76,64	»	»	»	48,81	48,90	»	»
La	»	»	»	14,92	»	»	»	»	15,49	»
Ce	»	»	»	59,53	»	»	»	»	29,51	»
Nd	»	»	»	1,90	»	»	»	»	10,36	»
Hf	»	»	1,62	»	»	»	1,01	1,11	»	»
Th	»	»	»	»	62,27	70,21	»	»	»	»
U	»	»	»	»	16,02	15,12	»	»	»	»
Ca	0,82	2,89	»	0,46	1,40	»	»	»	0,51	»
Fe	»	»	»	»	7,26	3,29	»	»	1,15	»
Pb	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»
P	»	»	»	»	0,73	»	»	»	15,39	»
Si	1,39	»	»	»	»	»	14,71	14,66	2,52	»
Sn	»	»	»	»	»	»	»	»	»	69,46
Ta	»	»	»	»	»	»	»	»	»	1,75
O	35,38	26,12	25,74	23,19	12,32	11,38	32,75	32,50	24,16	28,79
Сумма	99,43	100,01	104,00	100,00	100,00	100,00	97,28	97,17	99,09	100

Продолжение табл. 3 (формульные коэффициенты)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Zr	0,61	0,95	1,04				1,05	1,06	
La				0,15				0,30	
Ce				0,59				0,56	
Nd				0,02				0,19	
Hf			0,01			0,01	0,01		
Th					0,70	0,85			
U					0,17	0,18			
Ca	0,02	0,09		0,02	0,09			0,03	
Fe								0,05	
Pb					0,00	0,00			0,00
P					0,06	0,00			1,32
Si	0,04						1,02	1,03	0,24
Sn									0,65
Ta									0,01
O	2	2	2	2	2	2	4	4	2

Примечание: 1 ÷ 3 бадделиит ZrO_2 (1 – Харанурский, 2, 3 – Хушагольский); 4 – церианит $(Ce, La)O_2$ (Харанурский); 5, 6 – уранинит-торианит $(U, Th)O_2$ (Горлык-Гол-Дабан-Жалага); 7,8 – циркон $ZrSiO_4$ (Хушагольский, углеродизированный хромитит); 9 – монацит $(Ce, La, Nd)(PO_4)$ (Горлык-Гол-Дабан-Жалга); 10 – касситерит SnO_2 . Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

Таблица 4 Представительный состав оливинов из хромититов и вмещающих ультрабазитов (мас.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	BC 48	BC 52	BC 64-02	BC 334	OK 14	OK 15	BC 50	K 80	K 83	OK 38	OK 39	OK 40	BC 4
SiO ₂	40,92	41,29	41,42	41,58	40,64	40,39	40,95	41,18	40,81	41,06	41,15	40,97	39,95
MgO	53,18	53,21	53,27	53,30	51,90	51,40	51,99	52,82	50,73	53,34	53,54	52,06	50,61
FeO	4,62	4,47	4,19	3,93	6,62	7,30	5,81	5,98	7,19	4,11	4,76	6,89	6,87
NiO	0,55	0,47	0,37	0,52	0,20	0,17	0,48	0,51	0,37	0,89	0,92	0,50	0,40
MnO	»	0,07	0,03	0,04	0,17	0,20	0,05	»	0,08	»	»	»	0,14
TiO ₂	»	0,01	»	»	0,03	0,04	0,01	»	0,01	»	»	»	»
Cr ₂ O ₃	»	0,02	0,03	0,05	0,01	0,03	»	»	»	»	»	»	»
CaO	»	0,02	0,01	0,02	»	0,01	0,02	»	0,01	»	»	»	»
Сумма	99,27	99,54	99,33	99,45	99,58	99,54	99,30	100,47	99,21	99,40	100,38	100,41	97,97
Fo	95	95	96	96	93	93	94	94	93	96	95	93	93
f	4,66	4,51	4,24	3,98	6,70	7,40	5,91	5,98	7,38	4,15	4,77	6,93	7,09
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 4 атомов кислорода													
Si	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99
Mg	1,92	1,91	1,91	1,91	1,88	1,87	1,88	1,89	1,85	1,92	1,91	1,87	1,87
Fe	0,09	0,09	0,08	0,08	0,13	0,15	0,12	0,12	0,15	0,08	0,10	0,14	0,14
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Окончание таблица 4

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	2323	24	25	26	27	28	
	Д 10	BC 65-12/25	К 61	BC 21/a	BC 21	BC 21-6/9	BC 349	К 43	BC 64	BC-61	BC 62	BC 63	BC 65	X _{cp}	σ	
SiO ₂	41,32	41,20	41,74	42,22	40,41	41,85	41,68	41,50	41,68	40,91	40,82	39,98	41,02	41,1	0,55	
MgO	51,26	54,70	52,19	53,35	51,91	50,35	52,85	51,64	53,05	47,47	50,10	49,77	50,71	51,9	1,55	
FeO	6,45	2,87	6,61	5,41	5,55	4,84	4,79	6,55	4,74	9,32	8,84	8,48	7,73	6	1,62	
NiO	0,79	0,77	0,54	0,48	0,41	0,66	0,56	0,45	0,54	0,34	0,37	0,36	0,30	0,5	0,19	
MnO	»	»	»	»	0,14	»	0,05	0,08	0,05	0,17	0,14	0,13	0,12	0,1	0,05	
TiO ₂	»	0,05	»	»	0,25	»	0,00	0,01	»	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,06	
Cr ₂ O ₃	»	0,20	0,93	0,54	0,01	»	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,11	0,24	
CaO	»	0,01	1,39	»	0,01	»	0,02	0,01	0,02	0,76	0,06	0,05	0,04	0,14	0,36	
Сумма	99,82	99,80	103,40	102,00	98,70	97,70	99,95	100,25	100,11	99,01	100,35	98,79	99,97			
Fo	93	97	93	95	94	95	95	93	95	90	91	91	92			
f	6,61	2,87	6,65	5,40	5,67	5,13	4,85	6,66	4,78	9,94	9,03	8,75	7,90			
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 4 атомов кислорода																
Si	1,00	0,99	0,98	1,00	0,99	1,02	1,00	1,00	1,00	1,01	0,99	0,99	1,00			
Mg	1,85	1,95	1,83	1,88	1,89	1,84	1,89	1,86	1,89	1,75	1,82	1,83	1,84			
Fe	0,13	0,06	0,13	0,11	0,11	0,10	0,10	0,13	0,10	0,19	0,18	0,18	0,16			
Ni	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01			
Mn																
Ti																
Cr			0,02	0,01												
Ca			0,04							0,02						

Примечание: **Северная ветвь** 1 ÷ 3 – оливины из хромититов Харанурского участка; 4 ÷ 6 - оливины из хромититов Зуноспинского участка; 7 ÷ 19 – оливины из хромититов Ильчирского участка; 20 ÷ 22 – оливины из хромититов Хушагольского участка; 23 ÷ 26 – оливины из вмещающих ультрабазитов; F_o – доля форстеритового минала; x_{cp} – среднее значение; σ - стандартное отклонение. Анализы выполнены на электронном микронзонде САМЕВАХ-МІСRO, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хмельникова О.С.

Таблица 5 Представительный химический состав хромшпинелидов из хромититов Оспино-Китойского, Харанурского массивов и г.Улан-Сарьдак (мас.%)

Хромититы I - Северная ветвь												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Окислы	ХН 60	ВС 127	ВС 159	350-97	D 10_3-2	D 10_3-4	D 10_4-5	ОК 14	ВС 19_c	ВС 19_r	ВСБ 27_1	ВСБ 27_2
TiO ₂	»	0,03	0,28	»	»	»	»	0,04	0,04	0,07	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	11,50	17,53	16,48	11,87	16,06	17,65	12,75	12,58	11,30	11,01	13,27	14,23
Cr ₂ O ₃	59,21	54,27	53,01	59,16	49,91	48	57	56,14	57,93	58,87	55,11	54,75
FeO	18,72	14,96	13,82	13,06	22,56	22,77	16,67	21,15	18,61	15,95	21,71	20,37
Fe ₂ O ₃	1,48	»	2,15	2,38	2,40	2,58	2,4	1,33	1,26	1,20	1,06	0,72
MnO	»	0,13	0,10	»	»	0,00	»	0,54	0,25	0,16	0,78	0,68
MgO	9,82	12,89	13,47	13,46	6,48	6,43	10,51	7,90	9,58	11,33	7,46	8,52
V ₂ O ₅	»	0,12	0,07	»	»	»	»	0,13	0,13	0,13	0,08	0,10
ZnO	»	0,02	»	»	»	»	»	0,11	0,04	0,01	1,02	0,64
NiO	»	»	»	»	1,55	1,64	1,09	0,04	»	»	0,03	0,11
Сумма	100,7	99,94	99,37	99,93	98,96	99,07	100,42	99,96	99,12	98,73	100,62	100,23
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода												
Ti	»	0,01	0,06	»	»	»	»	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Al	3,53	5,31	4,85	3,58	5,02	5,48	3,89	3,91	3,46	3,42	4,13	4,37
Cr	12,28	10,64	10,59	11,98	10,47	9,99	11,66	11,82	12,14	12,25	11,50	11,55
Fe ²⁺	4,10	3,16	2,96	2,87	5,14	5,16	3,70	4,84	4,20	3,57	4,86	3,52
Fe ³⁺	0,22	»	0,42	0,45	0,48	0,51	0,47	0,21	0,25	0,24	0,21	»
Mn	»	0,03	0,02	»	»	»	»	0,13	0,06	0,04	0,17	0,09
Mg	3,86	4,81	5,09	5,13	2,56	2,52	4,05	3,04	3,77	4,44	2,93	4,39
V	»	0,02	0,02	»	»	»	»	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
Zn	»	»	»	»	»	»	»	0,02	0,01	»	0,20	0,01
Ni	»	»	»	»	0,33	0,35	0,23	0,01	0,00	»	0,01	0,02
Al#	22,00	33,29	30,56	22,37	31,44	34,28	24,28	24,53	22,15	21,47	26,06	27,43
Cr#	76,63	66,71	66,82	74,78	65,55	62,53	72,80	74,16	76,27	77,04	72,61	72,57
Fe ³⁺ #	1,36	0,01	2,62	2,85	3,00	3,20	2,92	1,31	1,58	1,49	1,33	0,01
Mg#	48,48	60,33	63,23	64,17	33,27	32,85	52,26	38,56	47,30	55,46	37,65	55,52
F #	51,51	39,65	36,77	35,88	66,75	67,2	47,74	61,42	52,7	44,57	62,39	44,5

Таблица 5 (продолжение)

Хромититы I - Северная ветвь													
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Окислы	ОК 38	ОК-39	ОК 39_1	ОК 40_1	ОК 40_2	ОК 40_4	ОК 40_5	BC 50	К 80_1	К 80	К 83	BC 236	BC 237
TiO ₂	0,01	0,01	»	»	»	»	0,08	»	»	0,04	0,03	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	18,65	18,40	17,67	10,28	10,17	10,07	12,95	14,32	12,75	15,62	10,41	22,15	18,49
Cr ₂ O ₃	52,57	53,25	56,31	62,45	58,45	59,78	56,86	54,19	54,91	54,84	57,48	48,90	52,64
FeO	13,31	13,55	12,35	15,40	23,58	18,36	16,67	19,70	18,89	15,12	20,62	13,89	14,52
Fe ₂ O ₃	0,99	0,55	1,60	1,56	1,32	1,10	1,17	0,98	3,03	0,82	1,22	0,29	0,96
MnO	0,10	0,10	»	»	0,00	»	0,18	0,31	»	0,14	0,36	0,11	0,10
MgO	14,01	13,86	14,51	12,04	6,40	9,77	11,11	9,11	9,50	12,43	8,02	14,01	13,26
V ₂ O ₅	0,21	0,20	»	»	»	»	0,19	0,13	»	0,17	0,16	0,14	0,14
ZnO	»	»	»	»	»	»	»	0,04	»	0,02	0,03	»	»
NiO	0,02	0,04	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Сумма	99,87	99,95	102,43	101,73	99,91	99,09	99,21	98,77	99,08	99,19	98,33	99,52	100,14
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода													
Ti	»	»	»	»	»	»	0,02	»	»	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	5,45	5,38	5,16	3,10	3,24	3,16	3,97	4,44	3,96	4,70	3,32	6,40	5,42
Cr	10,30	10,45	10,63	12,63	12,49	12,60	11,69	11,27	11,43	11,06	12,31	9,48	10,35
Fe	2,79	2,84	2,47	3,36	5,42	4,15	3,68	4,39	4,30	3,26	4,74	2,87	3,06
Fe ³⁺	0,18	0,10	0,28	0,30	0,27	0,22	0,23	0,22	0,60	0,16	0,25	0,05	0,18
Mn	0,02	0,02	»	»	0,00	»	0,04	0,07	»	0,03	0,08	0,02	0,02
Mg	5,18	5,13	5,42	4,59	2,58	3,88	4,30	3,57	3,73	4,73	3,24	5,12	4,92
V	0,04	0,04	»	»	»	»	0,04	0,03	»	0,03	0,03	0,03	0,03
Zn	»	»	»	»	»	»	»	0,01	»	»	0,01	»	»
Ni	»	0,01	»	»	»	»	»	»	»	»	0,00	»	»
Al#	34,18	33,78	32,12	19,33	20,25	19,79	24,98	27,86	24,75	29,51	20,93	40,18	33,98
Cr#	64,66	65,58	66,13	78,79	78,07	78,82	73,58	70,75	71,50	69,50	77,51	59,49	64,89
Fe ³⁺ #	1,16	0,65	1,75	1,88	1,68	1,38	1,44	1,39	3,75	0,99	1,57	0,33	1,13
Mg#	64,95	64,38	68,73	57,78	32,26	48,33	53,88	44,88	46,45	59,17	40,57	64,11	61,66
F #	35,05	35,62	31,27	42,22	67,74	51,67	46,12	55,12	53,55	40,83	59,43	35,89	38,34

Таблица 5 (продолжение)

Хромититы I - Северная ветвь					Хромититы I - Южная ветвь								
	26	27	28		29	30	31	32	33	34	35	36	37
Оксиды		OK 37	BC 65-12	X _{ср} (n = 87)	BC-349	BC 8	BC 8_1	BC 17	K 28	K 34	K 34_1	K 35	K 35_1
TiO ₂	0,03	0,03	0,05	0,04	0,07	»	0,08	0,06	»	»	0,08	»	0,06
Al ₂ O ₃	18,49	15,27	11,72	13,63	14,06	12,87	13,42	12,86	13,22	13,29	13,49	13,30	13,83
Cr ₂ O ₃	52,64	55,61	58,72	56,35	57,07	58,56	57,10	57,56	58,31	59,53	56,97	58,00	57,19
FeO	14,52	15,37	15,04	17,05	14,09	14,15	13,89	13,39	12,71	12,03	12,72	13,06	13,80
Fe ₂ O ₃	0,96	0,51	1,81	1,43	0,4	0,78	1,04	1,51	2,22	2,17	2,03	1,87	1,43
MnO	0,10	0,17	0,26	0,21	0,13	»	0,15	0,11	»	»	0,08	»	0,10
MgO	13,26	12,27	11,98	11,02	12,98	12,86	12,94	13,23	13,92	14,57	13,77	13,63	13,18
V ₂ O ₅	0,14	0,18	0,21	0,08	0,19	»	0,10	0,17	»	»	0,16	»	0,18
ZnO	»	0,01	0,06	0,15	»	»	»	»	»	»	»	»	»
NiO	»	»	0,07	0,08	»	»	»	»	»	»	0,01	»	0,02
Сумма	100,14	99,41	99,92	98,84	98,98	99,23	98,72	98,88	100,38	101,59	99,29	99,86	99,78
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода													
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	»	0,01	0,01	»	»	0,01	»	0,01
Al	5,42	4,60	3,57	4,37	4,24	3,91	4,08	3,90	3,93	3,90	4,05	3,98	4,02
Cr	10,35	11,23	11,99	11,32	11,56	11,93	11,64	11,71	11,65	11,72	11,48	11,66	11,57
Fe	3,06	3,31	3,32	3,75	3,04	3,08	3,04	2,93	2,76	2,57	2,77	2,84	2,81
Fe ³⁺	0,18	0,10	0,35	0,27	0,1	0,15	0,20	0,29	0,42	0,41	0,39	0,36	0,37
Mn	0,02	0,04	0,06	0,05	0,03	»	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Mg	4,92	4,67	4,61	4,18	4,96	4,94	4,97	5,07	5,24	5,40	5,23	5,17	5,20
V	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	»	0,02	0,03	»	»	0,03	»	0,02
Zn	»	»	0,01	0,03	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Ni	»	»	0,01	0,08	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Al#	33,98	28,87	22,42	26,7	26,69	24,44	25,62	24,52	24,57	24,34	25,45	24,91	26,04
Cr#	64,89	70,51	75,37	71,4	72,69	74,62	73,11	73,64	72,80	73,13	72,11	72,86	72,25
Fe ³⁺ #	1,13	0,62	2,21	1,73	0,62	0,95	1,27	1,84	2,62	2,53	2,44	2,23	1,72
Mg#	61,66	58,52	58,15	55,9	61,98	61,57	62,09	63,36	65,52	67,78	65,34	64,55	62,60
F#	38,34	41,48	41,85	48	38,02	38,43	37,91	36,64	34,48	32,22	34,66	35,45	37,40

Таблица 5 (продолжение)

Хромититы I - Южная ветвь									
	38	39	40	41	42	43	44	45	
Оксиды	К 28_1	К-30-09	К 43	К 40	К 95	К 96	BC-68-98	К 93	X _{ср} (n = 77)
TiO ₂	0,06	0,35	0,07	0,05	»	0,03	0,03	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	13,52	10,25	14,43	15,53	18,57	15,82	13,66	17,89	14,32
Cr ₂ O ₃	57,15	58,78	57,61	55,02	53,04	54,92	57,66	50,63	56,62
FeO	13,49	21,01	12,41	12,31	14,28	14,71	13,15	19,81	14,76
Fe ₂ O ₃	1,73	0,63	1,72	1,99	0,35	1,12	0,66	1,71	1,37
MnO	0,10	0,44	0,11	0,18	0,10	0,14	0,09	0,29	0,08
MgO	13,30	8,07	14,29	14,17	13,43	12,77	13,50	9,47	12,77
V ₂ O ₅	0,16	0,04	0,16	0,16	0,16	0,17	0,08	0,18	0,06
ZnO	»	0,06	0,01	0,01	»	0,02	»	0,21	0,01
NiO	»	»	0,02	0,01	»	»	0,01	»	
Сумма	99,52	99,63	100,84	99,43	99,93	99,69	98,82	100,22	
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода									
Ti	0,01	0,07	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Al	4,06	3,24	4,25	4,61	5,45	4,72	4,13	5,38	4,26
Cr	11,52	12,46	11,38	10,96	10,44	11,00	11,69	10,21	11,4
Fe	2,94	4,75	2,65	2,65	2,99	3,15	2,85	4,31	3,11
Fe ³⁺	0,33	0,13	0,32	0,38	0,06	0,21	0,13	0,33	0,28
Mn	0,02	0,10	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,06	0,02
Mg	5,05	3,23	5,32	5,32	4,98	4,82	5,16	3,60	4,87
V	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02
Zn	»	0,01	»	»	»	»	»	0,04	
Ni	»	»	»	»	»	»	»	»	
Al#	25,52	20,47	26,65	28,91	34,16	29,62	25,88	33,78	22,7
Cr#	72,39	78,73	71,33	68,72	65,43	69,05	73,32	64,15	75,9
Fe ³⁺ #	2,09	0,80	2,02	2,37	0,41	1,34	0,80	2,07	1,4
Mg#	63,25	40,42	66,78	66,72	62,49	60,43	64,45	45,51	52,5
F#	36,75	59,58	33,22	33,28	37,51	39,57	35,55	54,49	47,7

Таблица 5 (продолжение)

	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
Оксиды	BC 21/1	BC 21/2	BC 21/b	BC 21/3	BC 21/a	BC 21/7	BC 21/6	К 61/1	К 61/2	К 61/3	К 61/4	К 61/5
Хромититы II - Северная ветвь												
TiO ₂	»	0,02	0,20	»	»	»	»	»	0,49	0,71	0,31	0,00
Al ₂ O ₃	7,21	7,16	7,12	6,91	7,52	6,82	7,29	10,05	9,81	10,10	9,97	10,00
Cr ₂ O ₃	61,46	62,79	62,01	62,51	64,91	64,60	62,01	58,52	58,30	59,97	61,40	59,74
FeO	21,20	18,62	22,20	21,87	15,60	16,49	21,63	23,97	24,70	22,41	18,63	20,74
Fe ₂ O ₃	1,68	1,15	1,49	0,88	0,88	1,11	1,00	1,13	0,70	0,66	0,50	0,81
MnO	0,84	0,14	1,11	1,17	0,00	0,59	0,79	»	0,51	1,25	0,26	1,21
MgO	7,11	9,23	5,92	7,00	11,51	10,38	7,05	6,12	5,93	7,71	9,93	8,18
V ₂ O ₅	0,00	0,08	»	»	»	»	»	»	0,06	»	0,08	»
ZnO	0,53	0,11	»	0,94	»	0,36	»	1,07	0,61	»	0,12	»
NiO	»	0,02	0,82	0,79	»	»	»	»	0,01	»	0,01	»
Сумма	100,03	99,33	100,87	102,07	100,41	100,35	99,76	100,86	101,12	102,81	101,21	100,69
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода												
Ti	»	0,03	0,04	»	»	»	»	»	0,10	0,14	0,06	»
Al	2,32	2,26	2,29	2,22	2,33	2,14	2,35	3,19	3,15	3,16	3,09	3,16
Cr	13,28	13,39	13,37	13,55	13,50	13,60	13,43	12,48	12,56	12,59	12,79	12,67
Fe	4,94	4,75	5,31	5,11	3,47	3,72	5,02	5,48	5,62	4,96	4,09	4,71
Fe ³⁺	0,35	0,21	0,19	0,20	0,17	0,22	0,21	0,23	»	0,02	0,00	0,16
Mn	0,16	0,13	0,26	0,06	»	0,13	0,12	»	0,06	0,06	0,03	0,04
Mg	2,89	3,12	2,41	2,84	4,51	4,12	2,88	2,46	2,41	3,04	3,90	3,26
V	0,00	0,02	»	»	»	»	»	»	0,01	»	0,01	»
Zn	0,09	0,08	0,16	0,02	»	0,07	»	0,21	0,12	»	0,01	»
Ni	»	0,01	»	0,02	»	»	»	»	»	»	»	»
Al#	14,56	14,24	14,44	13,88	14,57	13,41	14,71	20,08	20,05	20,05	19,48	19,78
Cr#	83,27	84,41	84,37	84,89	84,35	85,20	83,99	78,48	79,95	79,82	80,52	79,20
Fe ₃₊ #	2,17	1,35	1,19	1,23	1,08	1,39	1,29	1,44	0,00	0,13	0,00	1,02
Mg#	36,86	39,55	31,17	35,68	56,53	52,53	36,41	30,97	30,05	37,96	48,81	40,93
F#	63,14	60,45	68,83	64,32	43,47	47,47	70,26	69,03	69,95	62,04	51,19	59,07

Таблица 5 (продолжение)

Хромититы II - Северная ветвь												
Окислы	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	X _{ср} (n=91)
	OK 38_3	BC-48	BC 51-02	BC 63-02	BC 64-02	BC 161	BC-334	BC 350	BC 4	BC 4_1	D 10_2-3	
TiO ₂	0,00	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05	»	»	0,04	»	»	0,08
Al ₂ O ₃	8,18	5,34	6,55	5,72	7,92	8,47	4,38	4,89	9,09	8,82	6,59	7,84
Cr ₂ O ₃	62,57	66,34	64,59	65,23	64,22	62,28	66,03	65,92	61,83	57,78	61,50	62,2
FeO	16,38	18,36	16,04	19,94	16,36	15,39	17,07	15,37	15,90	24,24	26,02	20,41
Fe ₂ O ₃	0,65	0,61	0,84	0,60	0,49	1,07	0,40	2,51	0,96	1,55	1,10	0,85
MnO	0,00	0,15	0,24	0,25	0,46	0,15	0,24	0,00	0,13	0,00	»	0,27
MgO	10,86	9,43	10,83	8,32	10,76	11,47	9,83	11,19	11,28	5,65	4,43	8,26
V ₂ O ₅	»	0,14	0,09	0,15	0,11	0,10	0,18	»	0,15	»	»	0,03
ZnO	»	»	»	0,05	0,02	»	0,03	»	0,01	0,73	»	0,17
NiO	»	»	»	»	0,16	»	»	»	»	»	»	0,03
Сумма	98,64	100,42	99,22	100,30	100,54	98,96	98,16	99,88	99,39	98,77	99,64	
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода												
Ti			0,01	0,01	0,01	0,01			0,01			0,02
Al	2,58	1,70	2,07	1,83	2,46	2,65	1,42	1,54	2,83	2,88	2,17	2,46
Cr	13,26	14,16	13,70	13,99	13,40	13,07	14,39	13,95	12,92	12,66	13,59	13,27
Fe	3,71	4,18	3,65	4,56	3,64	3,46	3,96	3,54	3,56	5,72	6,17	4,46
Fe ³⁺	0,13	0,12	0,17	0,12	0,10	0,21	0,08	0,51	0,19	0,32	0,23	0,19
Mn	0,00	0,01	0,05	0,06	0,10	0,03	0,06		0,02			0,06
Mg	4,34	3,80	4,33	3,36	4,24	4,54	4,04	4,46	4,44	2,33	1,85	3,49
V		0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04		0,02			0,01
Zn				0,01			0,01			0,15		0,04
Ni					0,02							0
Al#	16,18	10,64	12,98	11,47	15,44	16,62	8,95	9,63	17,76	18,16	13,58	15,5
Cr#	83,00	88,59	85,95	87,76	83,95	82,04	90,52	87,21	81,04	79,80	84,98	83,3
Fe3+#	0,82	0,78	1,07	0,77	0,61	1,34	0,53	3,16	1,20	2,04	1,44	1,2
Mg#	53,93	47,59	54,22	42,44	53,76	56,73	50,48	55,77	55,53	28,97	23,04	43,9
F#	46,07	52,41	45,78	57,56	46,24	43,27	49,52	44,23	44,47	71,03	76,96	56,9

Таблица 5 (продолжение)

Метаморфизованные хромшпинелиды в хромититах – Северная ветвь											
	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
Окислы	350	350/1	ОК 13	ОК 15/15	ВСБ 27/83	ВСБ 27/66	ВС 52/2	ХН 60/2	ВС 65-12/2	ВС 21_14/5	ВС 21/14
TiO ₂	»	»	»	0,02	0,09	0,09	»	»	»	»	»
Al ₂ O ₃	4,03	5,06	5,95	9,84	10,02	4,30	6,45	6,20	9,43	5,59	5,06
Cr ₂ O ₃	63,35	64,23	64,32	58,08	50,05	34,95	57,50	58,26	59,12	48,01	54,98
FeO	15,81	14,30	17,68	10,23	24,53	26,99	22,09	22,48	14,39	17,709	19,36
Fe ₂ O ₃	5,92	4,47	4,403	6,85	6,49	29,00	5,28	5,35	3,22	9,8138	9,62
MnO	»	»	»	0,29	0,89	0,80	1,55	»	»	»	0,00
MgO	9,98	11,76	9,85	14,69	5,43	2,90	5,71	6,53	12,43	5,17	7,38
V ₂ O ₅	»	»	»	»	0,07	0,07	»	»	»	»	0,00
ZnO	»	»	»	»	1,29	0,53	1,43	»	»	»	0,67
NiO	»	»	»	0,06	0,06	0,36	0,43	»	»	4,10	0,00
Сумма	99,09	99,82	102,20	100,06	98,91	100,00	100,45	98,82	98,59	90,39	97,07
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода											
Ti	»	»	»	»	0,02	0,02	»	»	»	»	0,00
Al	1,28	1,59	1,84	2,96	3,25	1,45	1,98	2,02	3,06	2,00	1,67
Cr	13,55	13,52	13,35	11,72	10,97	7,97	12,70	12,73	12,29	11,52	12,16
Fe	3,58	3,33	4,06	2,34	5,66	6,57	5,18	5,39	3,21	5,01	5,00
Fe ³⁺	1,17	0,90	0,87	1,32	1,55	6,38	1,11	1,20	0,63	2,24	2,03
Mn	»	»	»	0,06	0,21	0,20	0,37	»	»	»	»
Mg	4,42	4,67	3,85	5,59	2,12	1,24	2,38	2,69	4,83	2,34	3,08
V	»	»	»	»	0,02	0,02	»	»	»	»	»
Zn	»	»	»	»	0,26	0,11	0,30	»	»	»	0,14
Ni	»	»	»	0,01	0,01	0,08	0,10	»	»	1,00	»
Al#	8,01	9,92	11,46	18,51	20,62	9,17	12,52	12,66	19,15	12,69	10,52
Cr#	84,69	84,48	83,12	73,27	69,55	50,48	80,45	79,81	76,90	73,09	76,70
Fe ³⁺ #	7,30	5,60	5,42	8,22	9,83	40,35	7,03	7,53	3,95	14,22	12,78
Mg#	55,23	58,32	48,71	70,49	27,22	15,91	31,48	33,31	60,07	31,82	38,12
F#	44,77	41,68	51,29	29,51	72,78	84,09	68,52	66,69	39,93	68,18	61,88

Таблица 5 (продолжение)

Метаморфизованные хромшпинелиды в хромититах – Северная ветвь										
	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
Оксиды	BC 21/19	BC 21/10	BC 21/5	BC 21/21	BC 21_8/1	BC 21_14/3	BC 21_14/4	K 80/3	K 80/4	BC 4/2
TiO ₂	0,38	»	»	0,24	»	»	»	»	»	»
Al ₂ O ₃	5,05	»	»	0,43	»	»	3,82	6,47	6,41	1,89
Cr ₂ O ₃	57,00	35,36	41,26	33,90	33,44	35,55	53,29	49,42	53,48	30,12
FeO	22,60	19,02	19,98	19,78	17,54	19,45	23,22	11,52	16,66	20,16
Fe ₂ O ₃	7,32	35,67	30,72	35,46	37,87	35,27	10,06	19,22	12,28	38,99
MnO	0,97	0,89	1,28	0,81	0,95	0,92	»	»	»	0,93
MgO	5,21	2,45	3,03	2,78	3,75	2,44	3,71	12,84	9,44	2,34
V ₂ O ₅	0,05	»	»	0,06	»	»	»	0,14	0,35	»
ZnO	0,61	»	»	0,32	»	»	»	»	»	1,17
NiO	0,05	1,80	0,48	0,33	1,02	1,20	1,16	»	»	»
Сумма	99,23	95,18	96,75	94,11	94,57	94,83	95,26	99,60	98,62	95,60
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода										
Ti	0,08	»	»	0,05	»	»	»	»	»	»
Al	1,65	»	»	0,15	»	»	1,32	1,99	2,03	0,64
Cr	12,57	8,14	9,36	7,82	7,68	8,20	12,33	10,19	11,36	6,81
Fe	5,67	6,36	6,29	6,66	5,98	6,51	6,31	3,00	4,22	6,78
Fe ³⁺	1,54	7,82	6,63	7,79	8,27	7,75	2,22	3,77	2,48	8,39
Mn	0,23	0,22	0,31	0,20	0,23	0,23	»	»	»	0,23
Mg	2,16	1,06	1,30	1,21	1,62	1,06	1,62	4,99	3,78	1,00
V	0,01	»	»	0,01	»	»	»	0,03	0,08	»
Zn	0,13	»	»	0,07	»	»	»	»	»	0,25
Ni	0,01	0,42	0,11	0,08	0,24	0,28	0,27	»	»	»
Al#	10,48	0,00	0,00	0,93	0,00	0,00	8,31	12,47	12,79	4,02
Cr#	79,75	51,01	58,53	49,64	48,12	51,43	77,73	63,89	71,57	43,00
Fe ³⁺ #	9,77	48,99	41,47	49,43	51,88	48,57	13,96	23,64	15,64	52,98
Mg#	27,60	14,30	17,08	15,36	21,34	14,02	20,43	62,43	47,27	12,81
F#	72,40	85,70	82,92	84,64	78,66	85,98	79,57	37,57	52,73	87,19

Таблица 5 (продолжение)

Северная ветвь				Метаморфизованные хромшпинелиды в хромититах – Южная ветвь									
	90	91	92		93	94	95	96	97	98	99	100	X _{ср} (n =91)
Окислы	BC 4/3	OK 20	K-61	X _{ср} (n =91)	BC 17	BC 17/1	K 28/7	K 28/2	K 34/11	K 35/2	K 35_1	K 40	
TiO ₂	»	0,13	0,60	0,1	»	»	»	»	»	»	»	»	0
Al ₂ O ₃	»	2,49	0,68	4,23	4,96	1,89	4,70	1,06	1,27	2,34	1,50	1,61	2,41
Cr ₂ O ₃	1,62	46,75	29,64	47,1	63,10	50,99	65,42	64,95	69,38	60,73	68,33	66,46	63,67
FeO	17,66	21,51	19,68	18,88	14,29	14,18	15,39	16,31	16,05	15,01	17,23	16,19	15,58
Fe ₂ O ₃	72,82	20,53	40,44	19,48	5,28	16,88	3,45	3,82	3,47	10,13	3,83	4,85	6,46
MnO	»	1,23	1,05	0,68	4,29	10,73	1,19	6,65	»	0,00	0,00	1,42	3,47
MgO	0,71	3,42	2,83	6,28	9,55	3,17	10,38	5,46	10,36	10,36	9,54	9,13	8,49
V ₂ O ₅	»	0,14	»	0,06	»0	»	»	»	»	»	»	»	0
ZnO	»	0,80	»	0,35	2,13	2,36	»	»	»	»	»	»	0,64
NiO	0,67	0,32	0,81	0,71	»	»	»	»	»	»	»	»	0
Сумма	93,48	97,32	95,73		103,59	100,21	100,52	98,24	100,53	98,57	100,43	99,65	
Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода													
Ti		0,03	0,10	0,02									
Al		0,83	0,11	1,33	1,56	0,63	1,48	0,36	0,41	0,75	0,48	0,52	0,77
Cr	0,37	10,53	6,82	10,19	13,35	11,48	13,84	14,78	14,9	13,14	14,74	14,47	13,84
Fe	7,53	6,21	6,82	5,32	3,37	3,97	3,57	4,09	3,78	3,80	4,09	3,92	3,82
Fe ³⁺	15,64	4,42	8,83	4,37	1,06	3,62	0,69	0,83	0,71	2,09	0,79	1,01	1,35
Mn	0,00	0,30	0,05	0,16	0,78	2,59	0,27	1,62				0,33	0,7
Mg	0,30	1,45	1,23	2,5	3,81	1,35	4,14	2,34	4,19	4,23	3,88	3,75	3,46
V		0,03		0,01									0
Zn		0,17		0,08	0,08	0,50							0,07
Ni	0,15	0,07	0,09	0,15	0,00	0,00							0
Al#	0,00	5,26	0,68	5,91	9,78	4,03	9,25	2,25	2,54	4,72	3,02	3,25	6
Cr#	2,28	66,73	43,38	57,9	83,56	72,97	86,41	92,57	93,03	82,22	92,06	90,45	86,3
Fe ³⁺ #	97,72	28,01	55,94	36,2	6,66	23,00	4,34	5,18	4,43	13,05	4,92	6,29	7,7
Mg#	3,86	18,87	15,33	26,2	52,56	25,32	53,69	36,42	52,59	52,66	48,67	48,84	41,5
F#	96,14	81,13	84,67	73,8	47,44	74,68	46,31	63,58	47,41	47,34	51,33	51,16	58,5

Таблица 5 (продолжение) – хромшпинелиды из хромититов зоны углеродизированных гипербазитов

Окислы	101	102	103	104	105	106
	OK 162/4	OK 162_1	OK 162/3	OK 162_9	OK 162_9/1	OK 162_9/4
	феррихромиты		титаномагнетит		ильменит	
TiO ₂	0,27	»	13,63	8,66	49,24	48,11
Al ₂ O ₃	1,80	1,36	1,45	1,52	»	»
Cr ₂ O ₃	58,46	57,42	0,31	0,56	»	0,53
FeO	28,60	27,71	41,71	38,76	48,87	49,20
Fe ₂ O ₃	4,84	7,54	39,80	49,16	»	»
MnO	1,16	1,02	0,60	0,38	0,76	0,87
MgO	0,86	0,90	1,41	0,45	1,77	1,51
V ₂ O ₅	»	0,14	1,10	0,51	»	»
ZnO	0,60	0,19	»	»	»	»
NiO	»	»	»	»	»	»
Сумма	96,59	96,28	100,00	100,00	100,64	100,22
	Пересчет на кристаллохимическую формулу на основе 32 атомов кислорода				на основе 3 атомов кислорода	
Ti	0,06		3,03	1,96	0,94	0,93
Al	0,64	0,48	0,51	0,54	0,00	0,00
Cr	13,91	13,62	0,07	0,13	0,00	0,01
Fe	7,59	7,52	10,35	9,78	1,04	1,06
Fe ³⁺	1,10	1,70	8,86	11,13	0,02	0,02
Mn	0,30	0,26	0,15	0,10	0,07	0,06
Mg	0,39	0,40	0,62	0,20		
V		0,03	0,26	0,12		
Zn	0,13	0,04				
Ni						
Al#	4,08	3,04				
Cr#	88,91	86,20				
Fe ³⁺ #	7,01	10,76				
Mg#	4,84	5,08				
F#	95,16	94,92				

Примечание: (65) - сростание с [OsIrRu]; ВСБ 21_8/1 - включение в [Ru^o]; ВСБ 21/10 - сростание с орселитом; 21_14/(3,4) - сростание с маухеритом; ВСБ 21-14/5 - включение в маухерите; К-80/4 - таблитчатые выделения хромшпинелида в оливине; (103) - зерно титаномагнетита в хромитите из зоны углеродизированных гипербазитов; ОК-162_9 - сростание ильменита и титаномагнетита в хромитите из зоны углеродизированных гипербазитов.

Анализы – { 1 ÷ 4, 8 ÷ 14, 20, 20 ÷ 48; 54 ÷ 67; 72 ÷ 74; 80; 83; 90 ÷ 100} выполнены на электронном микрозонде CAMEBAX-MICRO, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хмельникова О.С.

Анализы – {4 ÷ 7, 15 ÷ 19, 21; 49 ÷ 53; 68 ÷ 71; 75 ÷ 79; 81, 82, 84 ÷ 89; 101 ÷ 106} выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan-MIRA 3 LMU, с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, аналитик Хлестов М.В.

Таблица 6. Содержание редких элементов в хромититах (г/т)

	К-93а	ОК-37а	ВСБ-20	ВС-45_2	ВС-70	ВС-161	ОК-13	ОК-14	ОК-15	ВСБ-14	ВСБ-16	ВСБ-21	П-65	ОК-38	ОК-9	ВСБ-1Б	ВС-349	ВС-8	Пред. обнар.
Ti	45	89,7	397,7	246,2	45,7	126,9	112,8	143,2	152	523,6	209,8	394,6	190,8	270,5	157,4	120,8	181,3	409,7	0,5
Sc	8,85	4,64	2,86	4,15	6,86	5,19	2,20	3,01	2,97	5,32	1,38	9,20	2,38	6,86	24,23	2,88	7,43	6,91	0,5
Cs	0,14	0,08	0,08	0,08	0,05	0,44	0,42	0,05	0,05	0,10	0,17	0,03	0,04	0,28	0,09	0,09	0,03	0,13	0,01
Rb	1,06	2,93	2,39	3,20	0,75	6,06	8,52	7,14	6,35	5,82	7,07	5,97	10,87	13,48	6,52	4,36	6,76	26,38	0,01
Ba	5,31	1,76	5,33	2,48	2,60	4,55	5,88	5,68	4,76	14,5	21,1	4,67	6,75	3,09	14,37	11,66	2,79	5,93	0,1
Sr	2,35	0,74	2,63	1,39	1,40	18,11	3,67	3,45	2,06	9,81	10,1	2,94	2,82	1,18	18,84	6,40	7,47	1,88	0,1
Th	0,13	0,08	0,15	0,52	0,15	0,14	0,06	0,10	0,08	0,30	0,3	0,06	0,07	0,16	0,28	0,11	0,04	0,15	0,01
U	0,05	0,01	0,05	0,06	0,05	0,04	0,01	0,04	0,03	0,10	0,11	0,04	0,03	0,06	0,08	0,03	0,02	0,15	0,01
Nb	0,14	0,10	0,52	0,27	0,23	0,23	0,16	0,14	0,15	0,29	0,50	0,15	0,16	0,23	0,47	0,27	0,06	0,25	0,09
Ta	0,01	0,01	0,03	0,02	0,10	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02	0,00	0,03	1,1E-01
Zr	1,39	0,61	3,73	4,37	3,24	3,26	0,78	0,98	1,35	1,51	6,61	0,94	1,77	1,05	3,18	0,86	0,34	0,90	0,11
Hf	0,06	0,03	0,19	0,02	0,13	0,09	0,03	0,04	0,03	0,04	0,15	0,03	0,03	0,03	0,07	0,03	0,02	0,05	6,0E-02
Y	0,13	0,05	4,76	1,27	0,10	0,06	0,12	0,31	0,21	0,47	0,69	0,24	0,16	0,26	0,51	0,28	0,09	0,23	0,01
La	2,14	3,12	1,07	0,67	2,93	6,76	0,48	0,57	0,49	0,77	1,25	0,89	0,41	0,50	1,15	0,68	0,42	0,20	1,3E-03
Ce	0,71	0,05	2,37	1,18	0,41	0,22	0,49	0,70	0,55	1,26	2,45	1,18	0,42	1,55	1,80	0,83	0,28	0,75	1,9E-03
Pr	0,03	0,01	0,37	0,16	0,03	0,03	0,06	0,10	0,06	0,14	0,26	0,14	0,05	0,15	0,23	0,10	0,03	0,09	2,4E-04
Nd	0,09	0,01	1,64	0,76	0,09	0,07	0,19	0,38	0,28	0,50	0,91	0,50	0,15	0,46	0,94	0,36	0,11	0,32	5,9E-04
Sm	0,03	0,01	0,52	0,17	0,02	0,03	0,04	0,07	0,04	0,11	0,18	0,07	0,04	0,09	0,15	0,05	0,03	0,12	1,4E-04
Eu	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,03	3,8E-05
Gd	0,03	0,02	0,60	0,21	0,02	0,02	0,04	0,06	0,05	0,08	0,13	0,05	0,05	0,07	0,11	0,05	0,02	0,04	1,2E-04
Tb	0,01	0,00	0,11	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	2,8E-05
Dy	0,02	0,01	0,72	0,24	0,03	0,02	0,02	0,05	0,04	0,07	0,11	0,04	0,03	0,07	0,10	0,06	0,01	0,07	1,2E-04
Ho	0,01	0,01	0,16	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	3,1E-05
Er	0,02	0,01	0,43	0,15	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,05	0,06	0,03	0,02	0,04	0,06	0,04	0,01	0,05	7,1E-05
Tm	0,01	0,01	0,07	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	1,1E-04
Yb	0,03	0,02	0,42	0,13	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05	0,04	0,01	0,05	2,2E-04
Lu	0,01	0,07		0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	2,1E-05

Продолжение таблицы 6

	К-93а	ОК-37а	ВСБ-20	ВС-45_2	ВС-70	ВС-161	ОК-13	ОК-14	ОК-15	ВСБ-14	ВСБ-16	ВСБ-21	П-65	ОК-38	ОК-9	ВСБ-1Б	ВС-349	ВС-8
∑ РЗЭ	3,13	3,34	8,52	3,82	3,63	7,21	1,38	2,1	1,61	3,10	5,51	2,99	1,20	3,03	4,68	2,26	0,93	1,76
Nb/Ta	11	8	19,8	11,2	2,25	4,5	19,6	8,62	8,9	15,9	15,4	12,7	20	6,13	12,6	15,1	26,35	10
Zr/Hf	22,2	19,4	19,6	273	24,7	34,7	25,9	28	50,1	34,4	44,1	29,3	53,7	35	44,8	30,7	14,57	18
Nb/Th	1,1	1,33	3,5	0,51	1,5	1,6	2,7	1,45	1,82	0,97	1,7	2,4	2,45	1,42	1,65	2,41	1,50	1,67
Zr/Nb	10,1	6,1	7,2	16,5	14,4	14,5	4,9	6,93	9,16	5,18	13,2	6,2	10,9	4,57	6,8	3,13	5,20	3,6

Примечание: Sc, Ti определены методом ИСП-АЭС (аналитик Нечепуренко С.Ф., ИГМ СО РАН), РЗЭ, Y, литофильные; высокозарядные определены методом ИСП-АЭС (аналитик - к.х.н. Николаева И.В., ИГМ СО РАН). Разложение проб хромитовых руд в растворы выполнено Галковой О.Г., Букреевой Л.Н. (ИГМ СО РАН). Серым цветом выделены концентрации, близкие к пределу обнаружения.

Таблица 7. Оценка состава родоначальных расплавов по рудным и аксессуарным хромшпинелидам.

	Образец	Mg#	F#	Al#	Cr#	Fe ³⁺ #	(Al ₂ O ₃) _m (мас. %)	(TiO ₂) _m (мас.%)	(Fe/Mg) _{sp}	(Fe/Mg) _m	F
1	ХН-60	0,49	0,51	0,22	0,76	0,02	10,96		1,06	0,83	21,29
2	ВС-48	0,46	0,54	0,11	0,88	0,01	8		1,15	0,8	22,74
3	ВС-51	0,58	0,42	0,13	0,86	0	8,8	0,1	0,72	0,51	22,53
4	ВС-52	0,6	0,4	0,13	0,86	0,01	8,88	0,06	0,68	0,49	22,48
5	ВС-63	0,42	0,58	0,11	0,88	0,01	8,2	0,08	1,36	0,95	22,69
6	ВС-64	0,55	0,45	0,16	0,83	0	9,62	0,13	0,81	0,6	22,16
7	ВС-127	0,6	0,4	0,33	0,67	0	13,21	0,1	0,66	0,59	19,95
8	ВС-159	0,63	0,37	0,31	0,67	0,03	12,68	0,44	0,58	0,5	19,97
9	ВС-161	0,56	0,44	0,17	0,82	0,01	9,7	0,11	0,79	0,58	22,07
10	ОК-14/49	0,43	0,57	0,25	0,73	0,03	11,43	0,08	1,35	1,08	20,79
11	ВС-334	0,6	0,4	0,1	0,9	0	7,8	0,01	0,68	0,47	22,96
12	ВСБ-21-12	0,59	0,41	0,14	0,85	0	9,11	0,29	0,69	0,5	22,4
13	ВСБ-21-12	0,3	0,7	0,14	0,84	0,02	8,92	0,25	2,35	1,69	22,25
14	ВСБ-21_11	0,46	0,54	0,14	0,84	0,02	8,97		1,16	0,83	22,27
15	ВС-236	0,64	0,36	0,41	0,59	0	14,5	0,07	0,57	0,55	18,72
16	ВС-237	0,62	0,38	0,34	0,65	0,01	13,32	0,07	0,62	0,56	19,68
17	350_3-8	0,58	0,42	0,11	0,85	0,03	8,29		0,72	0,5	22,42
18	К-61/5	0,52	0,48	0,18	0,82	0,01	9,95		0,94	0,7	21,97
19	К-61/7	0,33	0,67	0,2	0,79	0,01	10,46		2,04	1,58	21,63
20	ВС-4	0,55	0,45	0,18	0,81	0,01	9,99	0,09	0,81	0,61	21,87
21	D 10_3-4	0,33	0,67	0,34	0,63	0,03	13,1		2,04	1,81	19,3
22	D 10_4-5	0,52	0,48	0,24	0,73	0,03	11,4		0,91	0,73	20,83
23	D 10_2	0,23	0,77	0,14	0,85	0,01	8,71		3,34	2,39	22,37
24	ВС-19	0,56	0,44	0,23	0,76	0,01	11,15	0,03	0,79	0,63	21,25
25	ВСБ-27	0,56	0,44	0,28	0,72	0	12,08	0,18	0,79	0,66	20,77
26	ВСБ-27	0,36	0,64	0,25	0,73	0,01	11,41	0,13	1,81	1,47	20,88
27	ПВС-65	0,61	0,39	0,23	0,75	0,02	11,1	0,11	0,64	0,5	21,17
28	ОК-37	0,59	0,41	0,29	0,71	0	12,33	0,09	0,71	0,6	20,54
29	ОК-38	0,65	0,35	0,35	0,64	0,01	13,46	0,04	0,53	0,48	19,59

Продолжение таблицы 7

	Образец	Mg#	F#	Al#	Cr#	Fe ³⁺ #	(Al ₂ O ₃) _m (мас. %)	(TiO ₂) _m (мас.%)	(Fe/Mg) _{sp}	(Fe/Mg) _m	F
30	OK-38	0,54	0,46	0,16	0,83	0,01	9,57		0,85	0,63	22,14
31	OK-39	0,65	0,35	0,34	0,65	0	13,4	0,01	0,55	0,49	19,74
32	OK-40	0,3	0,7	0,2	0,78	0,01	10,35		2,29	1,76	21,57
33	OK-40	0,59	0,41	0,25	0,73	0,01	11,64	0,16	0,7	0,57	20,92
34	BC-50-04	0,46	0,54	0,28	0,7	0,03	12,01	0,01	1,18	0,97	20,37
35	K-80	0,46	0,54	0,25	0,71	0,04	11,46		1,15	0,92	20,64
36	K-80	0,58	0,42	0,3	0,69	0,01	12,48	0,09	0,71	0,61	20,32
37	K-83-09	0,47	0,53	0,21	0,78	0,01	10,58	0,14	1,11	0,86	21,52
38	BC-86	0,64	0,36	0,25	0,73	0,01	11,71	0,04	0,56	0,45	20,91
39	BC-349	0,62	0,38	0,28	0,72	0	12,18	0,14	0,62	0,52	20,75
40	BC-8	0,62	0,38	0,28	0,72	0	12,18	0,11	0,61	0,52	20,75
41	BC-17	0,63	0,37	0,24	0,74	0,02	11,49	0,15	0,6	0,48	20,99
49	K-96	0,65	0,35	0,25	0,73	0,02	11,6	0,11	0,53	0,43	20,86
50	K-93-09	0,45	0,55	0,34	0,64	0,02	13,13	0,04	1,23	1,09	19,54
51	OK-162-2	0,46	0,54	0,29	0,69	0,02	12,22		1,19	1	20,31
52	OK-162	0,63	0,37	0,32	0,66	0,01	13,05		0,59	0,52	19,88
53	BC-68	0,65	0,35	0,26	0,73	0	11,93	0,07	0,55	0,45	20,88
54	OK-25/6	0,45	0,55	0,32	0,65	0,02	12,86	0,15	1,23	1,07	19,76
55	OK-32/7	0,55	0,45	0,38	0,61	0,01	13,84		0,8	0,75	19,11
56	OK-8/2	0,62	0,38	0,4	0,57	0,03	14,29	0,23	0,61	0,57	18,33
57	OK-21/3	0,47	0,53	0,16	0,83	0,02	9,41	0,14	1,14	0,83	22,09
58	OK-21/4	0,51	0,49	0,24	0,75	0,01	11,26		0,97	0,78	21,12
59	OK-21/9	0,56	0,44	0,12	0,86	0,02	8,42	0,23	0,78	0,55	22,45
60	OK-44/1	0,33	0,67	0,31	0,67	0,02	12,43	0,18	2,04	1,74	19,97
61	OK-11	0,62	0,38	0,4	0,57	0,03	14,29	0,23	0,61	0,57	18,33
62	OK-12/1	0,49	0,51	0,1	0,88	0,02	7,76	0,21	1,02	0,7	22,71
63	OK-12/2	0,63	0,37	0,41	0,57	0,03	14,42	0,35	0,59	0,56	18,29
64	OK-13/2	0,52	0,48	0,12	0,87	0,01	8,4	0,32	0,92	0,65	22,61
65	OK-15	0,53	0,47	0,2	0,79	0,01	10,51		0,9	0,69	21,64
66	OK-45/2	0,25	0,75	0,31	0,66	0,03	12,55	0,12	2,98	2,56	19,85

Примечание: Северная ветвь: (1 ÷ 9) – участок Харанур; 10 – Харьх; 11 – Зун-Оспа; (12 ÷ 14) – Зун-Оспа – Ильчир; (15 ÷ 38) – Ильчир; Южная ветвь: (39 ÷ 52) – участок Хушагол; 53 – Горлык-Гол-Дабан-Жалга; (54 ÷ 66) акцессорные хромшпинелиды по данным Анциферовой Т.Н. [Анциферова, 2006]: (54, 55) – клинопироксенсодержащие гарцбургиты; (56-60) – гарцбургиты; (61-66) – дуниты;

$(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{sp}} = 0,035 (\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{melt}}^{2,42}$, $\text{TiO}_2_{\text{melt}} = (\text{TiO}_2)_{\text{sp}}^{0,82524} * e^{0,20203}$ (Maurel and Maurel, 1982), $F = 10 \ln(\text{Cr}\#) + 24$ (Hellebrand et al., 2001).

Таблица 8. Оценка температуры оливин-шпинелевого субсолидусного равновесия и фугитивности кислорода.

					I (P = 1 Gpa)					II		
Образец		F#	Al#	Cr#	ЭПГ (мг/г)	T C° (стех)	T C° (вт. ст)	$\Delta \log$ (fO ₂) _{PT}	Log (fO ₂) _{PT}	P фикс	fO ₂	T
1	BC-48	56	10	84	274	702	663	1,82	-15,3	5	-2,7	716
2	BC-52	39	13	85	290	743	749	-0,06	-15,1			
3	BC-64	48	16	81	82	677	684	0,9	-15,7	5	-3,4	749
4	BC63	60	11	84						5	-3,2	670
5	BC-51	45	13	84						5	-3,6	838
6	OK-14	65	23	75		563	558	-0,64	-21			
7	OK-15	43	18	71	274	1118	874	2,05	-10,4			
8	BC-334	45	10	90	1198	655	668	-0,87	-17,9	5	0	802
9	BCB-21r	55	14	83	1200	656	639	0,71	-17,1			
10	VSB-21a	61	13	83		640	620	1,03	-17,4			
11	BCB-21b	66	14	82		545	532	1,51	-19,9			
12	VSB-21б	79	12	73		751	683	3,14	-13,5			
13	OK-39a	36	33	66	680	701	687	-1,47	-18	5	-2,5	735
14	OK-38a	37	33	66	88	646	624	-0,08	-18,3			
15	BC-65	42	15	61	226	1512	727	4,86	-10,6			
16	OK-38б	49	16	81		647	629	0,86	-17,3	5	-1,3	767
17	K-61a	51	17	80	3013	652	634	0,59	-17,4			
18	K-83	54	21	76	394	678	685	-0,15	-16,7	5	-2,7	589
19	BC-50	54	28	70	1190	598	595	-0,38	-19,6	5	-2,7	553
20	BC-4	54	10	88	357	737	733	-1,22	-16,6	5	-2,5	678
21	OK-40б	54	19	77	250	628	609	0,73	-18	5	-2,4	613
22	K-80a	58	24	70		603	573	1,42	-18,5			
23	D-10a	65	29	65		555	527	1,16	-20,4			
24	K-80б	68	12	66	269	735	616	3,82	-14,7	5	-0,2	723
25	K-61б	68	20	78		507	508	-0,72	-23			556
26	OK-40a	70	20	76		544	531	0,79	-20,6			
27	K-61b	73	21	77		676	672	-0,8	-17,7			
28	D-10б	79	13	81		483	474	1,48	-22,2			
29	BC-349	34	22	74	701	768	765	0,88	-13,7	5	-2,9	767
30	K-43	33	27	70	758	889	884	-0,29	-12,6		-1,9	799
31	BC-68	32	25	72	816	748	753	0,36	-14,5	5	-2,4	810
32	BC-17	39	23	74						5	-2,2	813
33	K-28	40	25	72						5	-2,2	795
34	BC-8	40	25	73						5	-3,1	775
35	K-30	62	20	77						5	-2,1	807
36	K-35	39	25	73						5	-1,8	798
37	604	68	6	77						5	-1,1	724
38	605	91	8	72						5	-1,1	367
39	605	45	32	62						5	-1,6	691
40	606	83	13	76						5	-1,9	415

Образец		F#	Al#	Cr#	ЭПГ (мг/т)	T C° (стех)	T C° (вт. ст)	$\Delta \log$ (fO ₂) _{PT}	Log (fO ₂) _{PT}	P фикс	fO ₂	T
41	607	53	22	73						5	-2,3	671
42	608	100	22	77						5	0	230
43	609	36	20	75						5	0	911
44	610	47	19	76						5	0	750
45	611	49	27	68						5	-1,9	684
46	612	57	14	79						5	-2,2	702
47	613	72	28	67						5	-2,5	426
48	614	91	13	78						5	-2,6	277
49	615	58	53	46						5	-3,4	333
50	616	40	50	48						5	-2,1	548
51	617	44	15	71						5	-0,7	963
52	618	84	14	0,74						5	-2,3	389

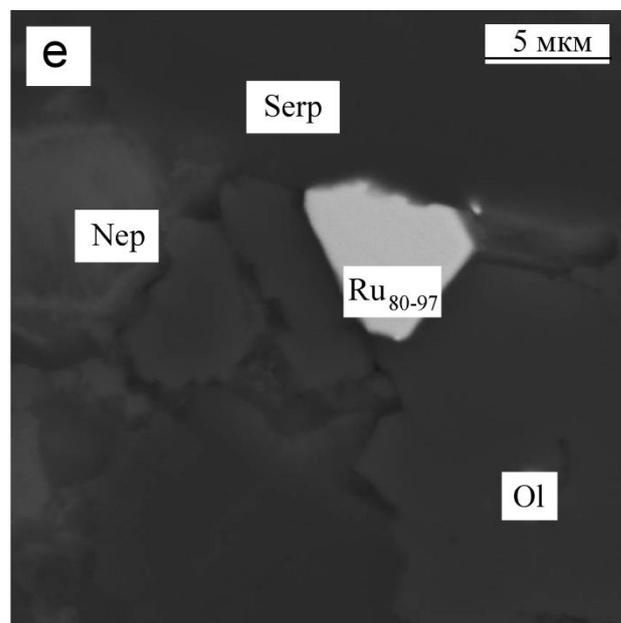
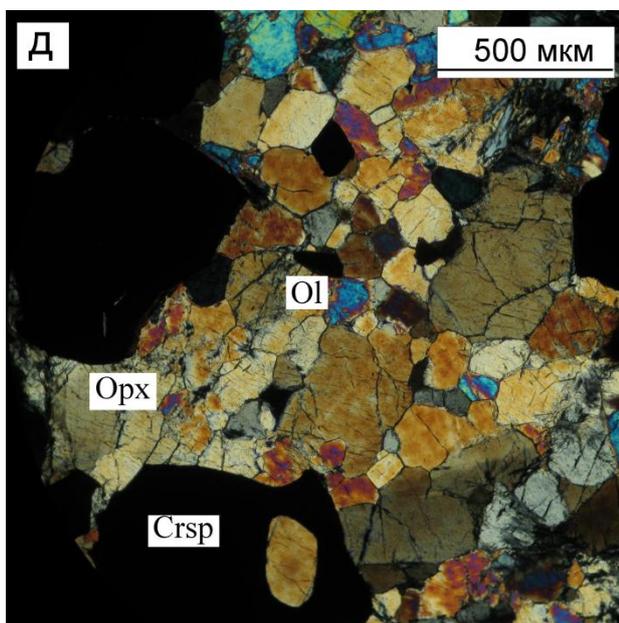
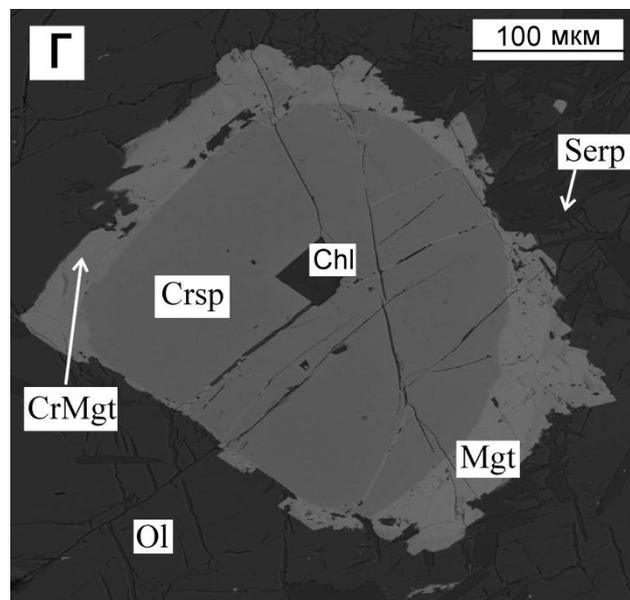
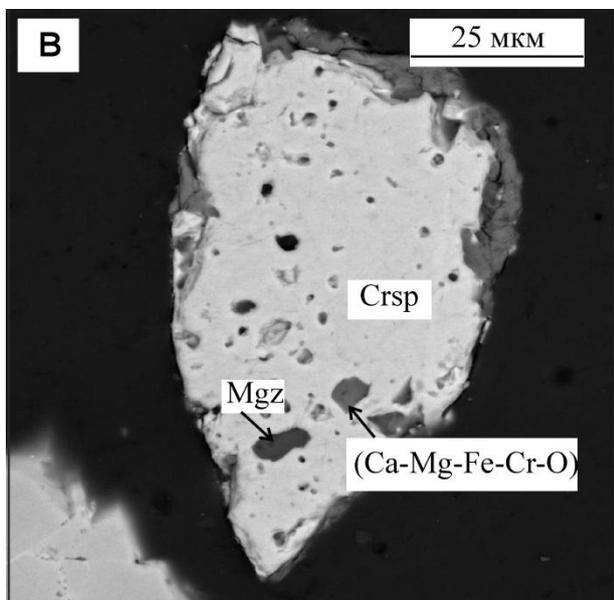
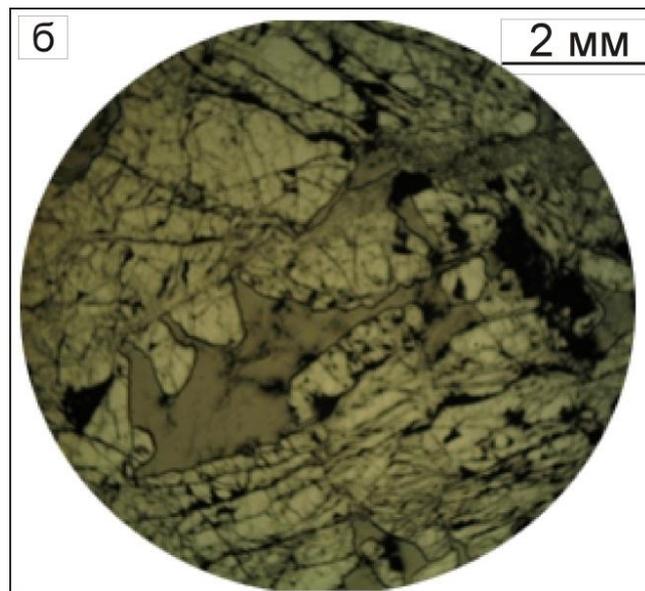
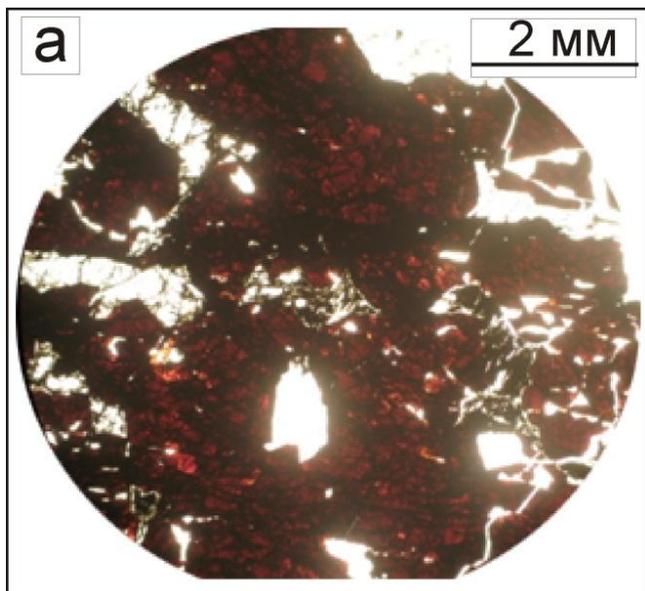
Примечание: I - оценка температуры по модифицированному геотермометр Больхауза-Берри-Грина для безпироксеновой ассоциации, модифицированного Чашухиным [Чашухин и др., 2007, Ballhaus et al., 1991], фугитивность кислорода по оксигарометру Больхауза-Берри-Грин; II - пересчет производился с использованием программного обеспечения, разработанного Ащепковым И.В., программа TER5N5E7, расчет проведен по геотермометрам O'Neil, Wall (P в кбар).

Хромшпинелиды из хромититов: *Северная ветвь* 1 ÷ 5 - Харанурского участка; 6,7 - г.Харьх; 8 ÷ 12 - Зуносинский участок; 13 ÷ 28 - Ильчирский участок; *Южная ветвь* 29 ÷ 36 - Хушагольский участок; 37 ÷ 52 - хромшпинелиды из хромититов из тальк-карбонатных пород, лиственитов, песчаников, конгломератов Сагансайрской и Оспинской свит.

Микрофотографии хромитовых руд и минералов в шлифах, аншлифах

Принятые условные обозначения и сокращения

Ap - апатит
Aw - аваруит
Bdl - бадделиит
Bt - биотит
Chl - хлорит
CrMgt - хроммагнетит
Crsp - хромшпинель
Du - диопсид
Hem - гематит
Hz - хизлевудит
Gsp - гаспеит
Ilm - ильменит
IrAw – Ir содержащий аваруит
Mh - маухерит
Mgt - магнетит
Mgz - магнезит
Mlt - миллерит
Nep - непуит
Ol - оливин
Ors - орселит
Orx - ортопироксен
Ors - орселит
Pentl - пентландит
Serp - серпентин
Sh - шэндит
TiMgt - титаномагнетит
Tlc - тальк
Wol - волластонит
Zrk - циркон



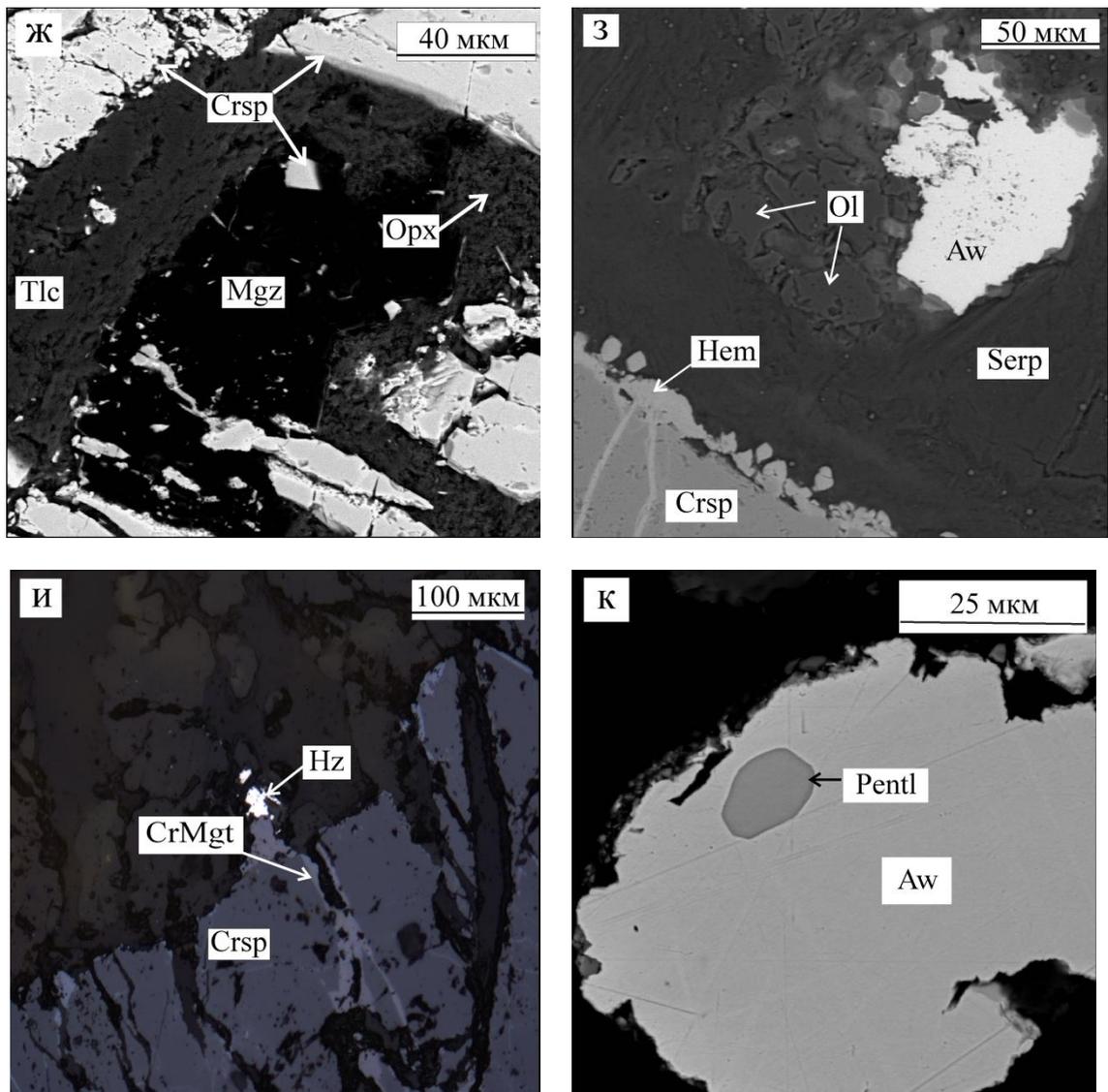
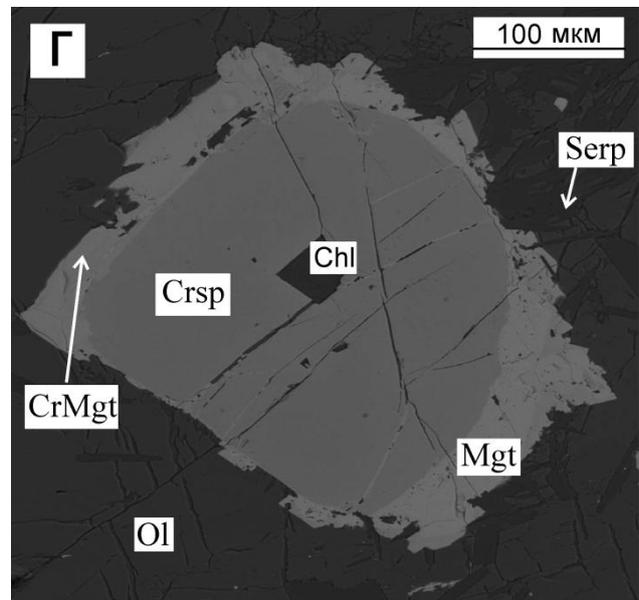
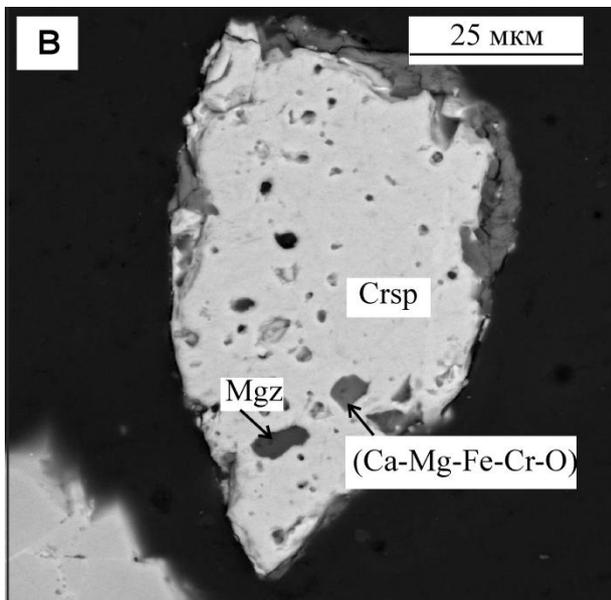
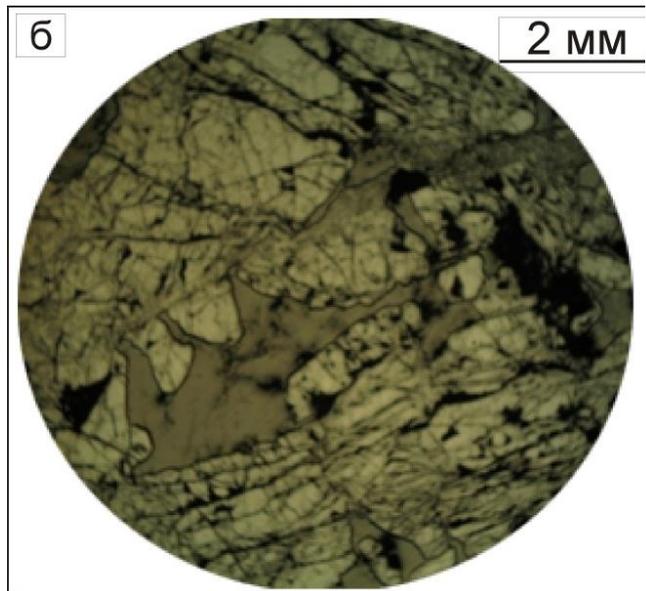
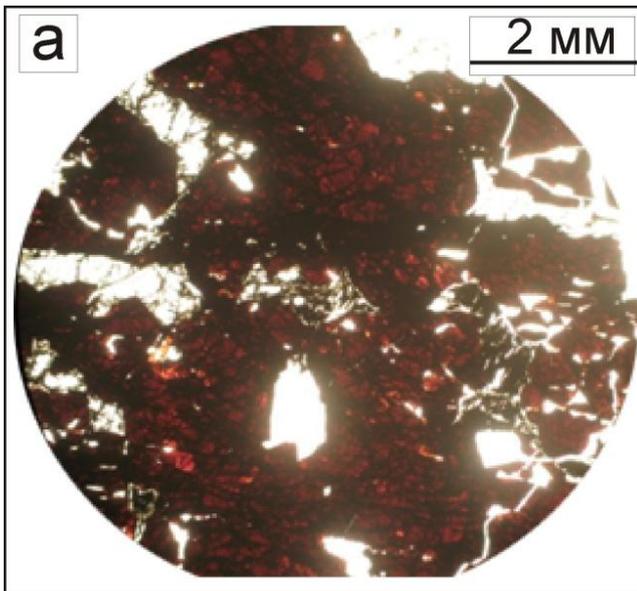


Рис. 1 Фото шлифов, аншлифов в проходящем, отраженном свете и в обратно-рассеянных электронах (SEM) хромитовых руд Харанурского участка:

а) – идиоморфные кристаллы хромшпинелида в «рябчиковой» руде, межзерновое пространство заполнено серпентином; (аншлиф, николи ||), **б)** – «рябчиковый хромитит», в межзерновых пространствах хромшпинелидов серпентиновый агрегат с реликтами оливина; (шлиф, николи х), **в)** - средневкрапленная хромитовая руда в серпентините; (фото шлифа, николи ||), **г)** – «рябчиковая» хромитовая руда, в оливине наблюдаются включения хромшпинелида изометричной формы (шлиф, николи х), **д)** жила густовкрапленного хромитита в серпентините, в серпентините видны идиоморфные единичные зерна хромшпинелида, **е)** густовкрапленный хромитит, **ж)** хромитит, мерудное пространство выполнено тальк-магнезитовым агрегатом с реликтами ортопироксена (SEM), **з)** аварунит в сростании с серпентином, хромшпинелид по краям замещается гематитом (SEM), **и)** сульфиды, сульфоарсениды Ni на границе зерен хромшпинелидов с хлорит-серпентинитовым агрегатом (аншлиф, николи ||); **к)** округлые включения пентландита в аваруните (SEM).



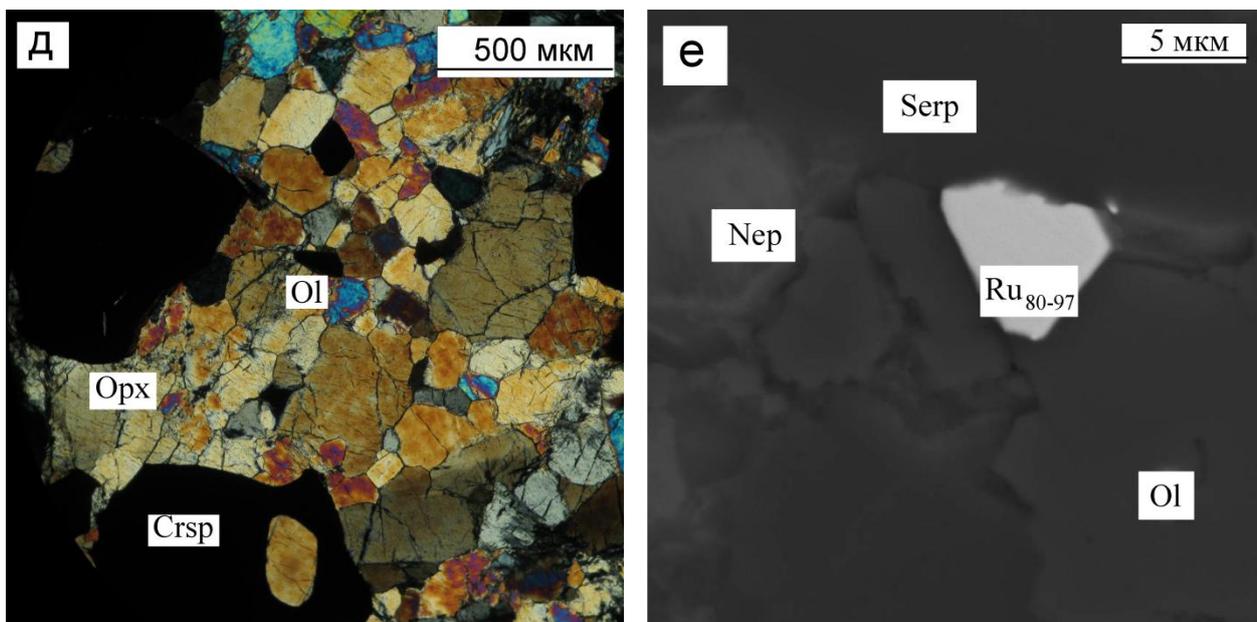
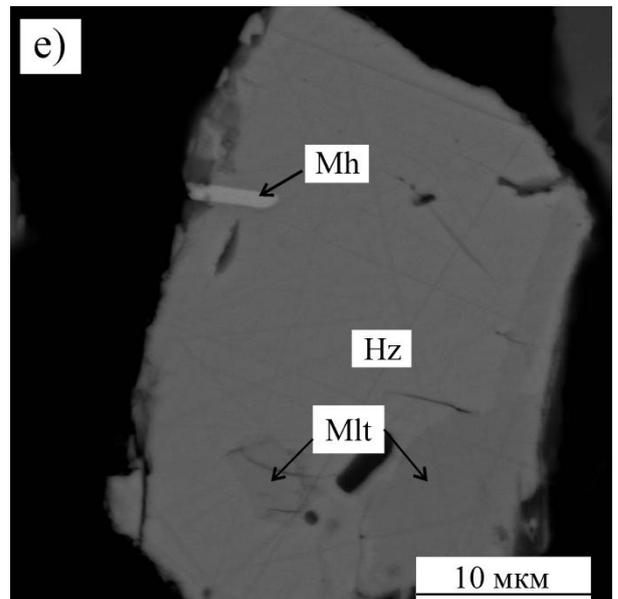
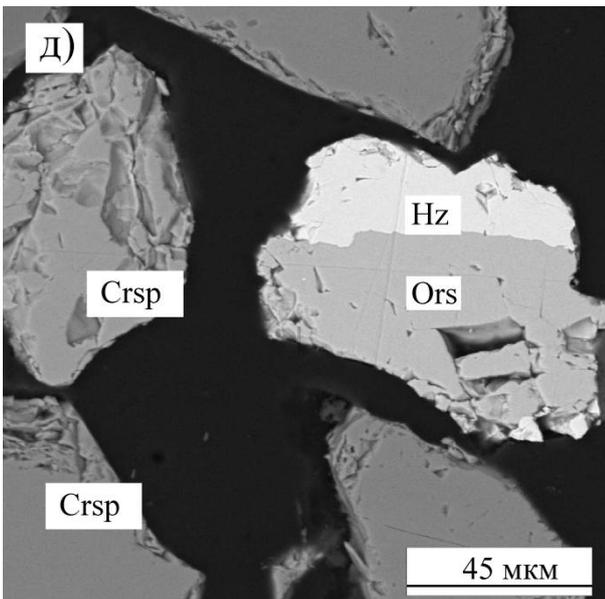
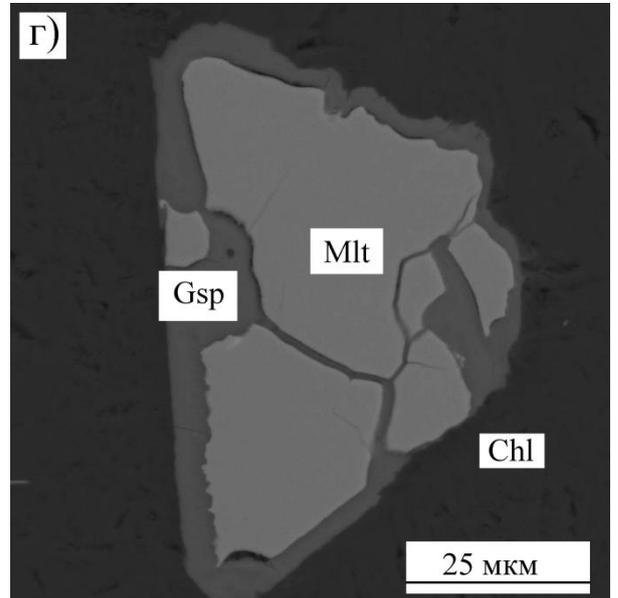
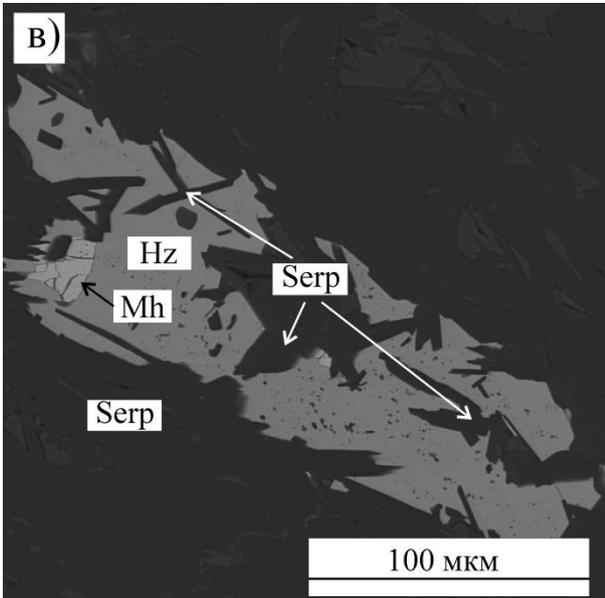
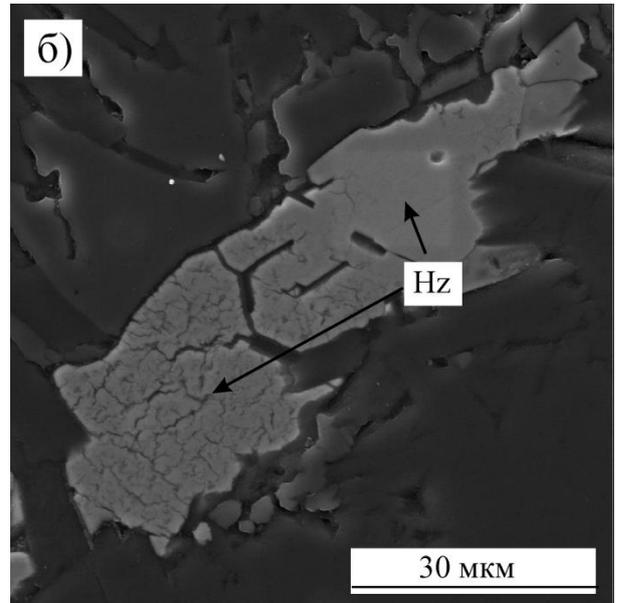
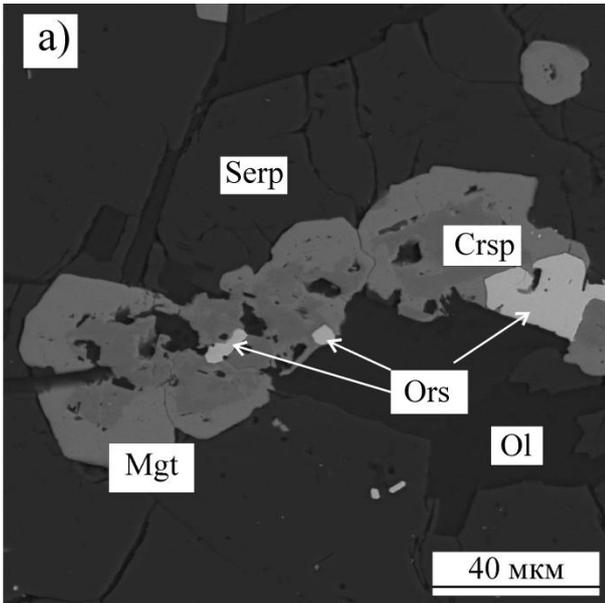


Рис. 2 Микрофотографии хромитовых руд Зун-Оспинского участка: а) – микрофото шлифа, проходящий свет; б) – микрофото аншлифа, проходящий свет; (в, г, е) – микрофото электронно-сканирующего микроскопа (SEM), д – микрофото аншлифа (николи х).

а) - густовкрапленный хромитит, черные участки – замещение хромшпинелида магнетитом; **б)** - трещиноватая микротекстура агрегатов зерен хромшпинелидов в массивном хромитите; **в)** - включения соединения (Ca-Mg-Fe-Cr-O) и магнезита в поровых пустотках хромшпинелида; **г)** - хромшпинелид в агрегате зерен оливина обрастает хроммагнетитом, который в свою очередь, местами, замещается магнетитом, в хромшпинелиде пустотки выполнены хлоритом, оливин замещается серпентином; **д)** – силикатный участок в массивной хромитовой руде - порфирокластовая микротекстура обусловленная деформированными порфирокластами оливина и ортопироксена среди мелкозернистого мозаичного агрегата оливина, включения оливина в хромшпинелиде; **е)** – реликты оливина и выделения [Ru₈₀₋₉₇] в лизардит-непуитовом агрегате.



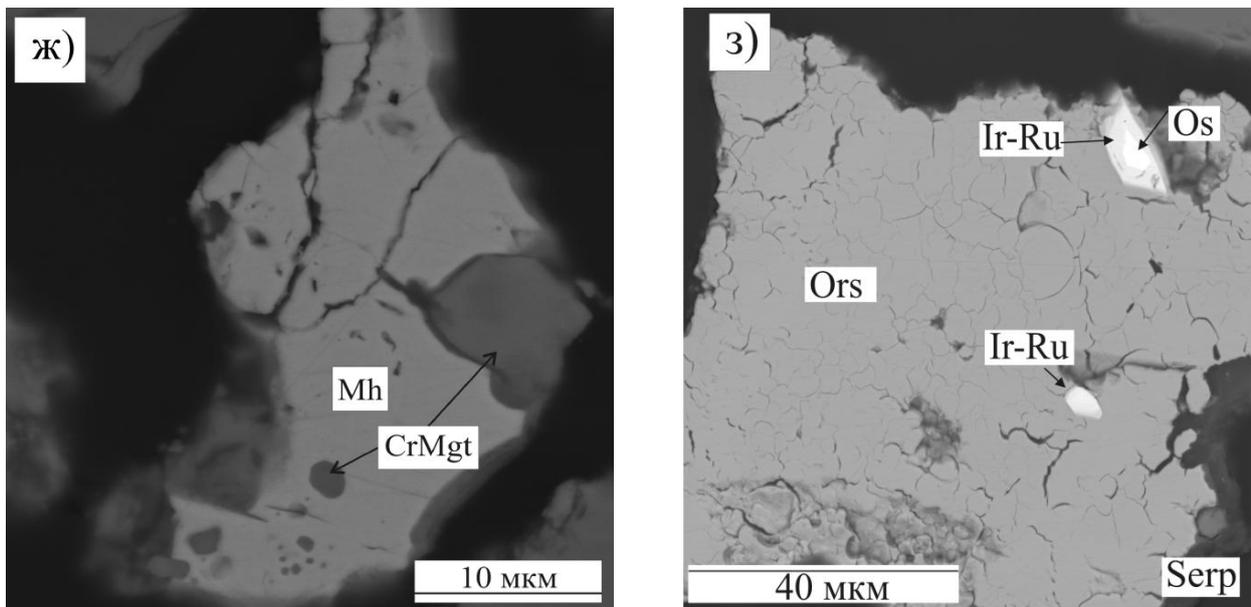
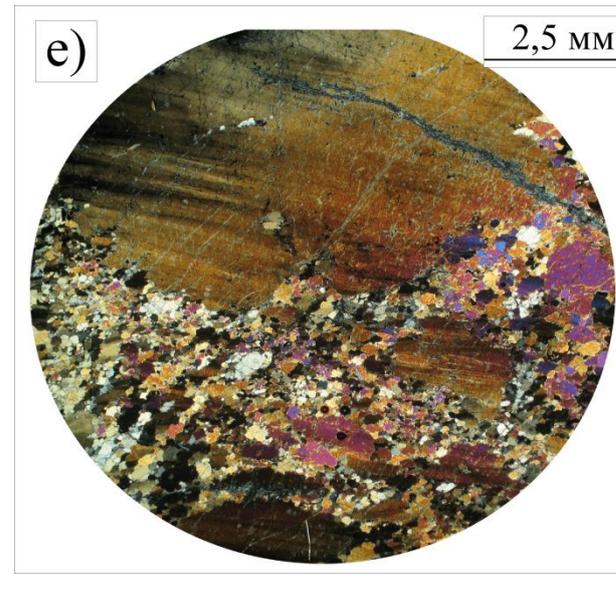
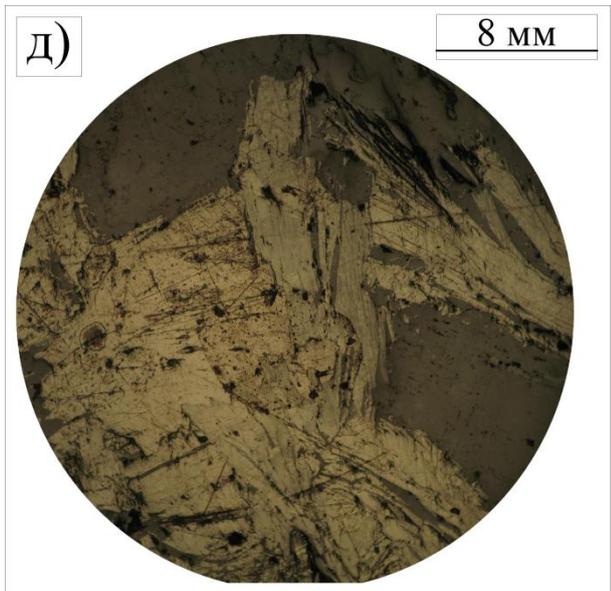
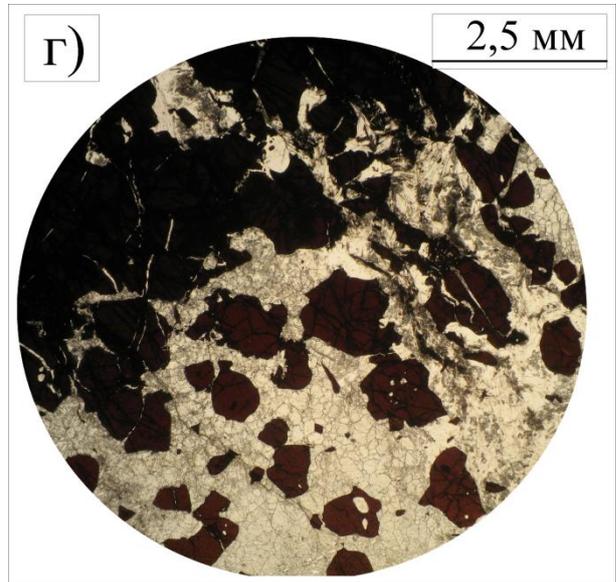
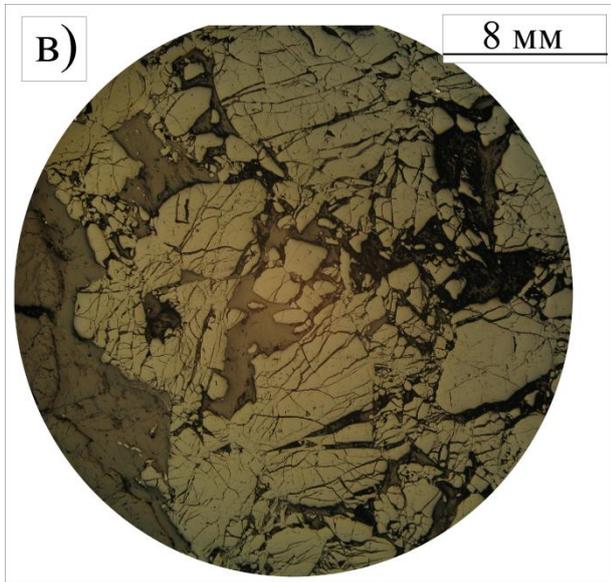
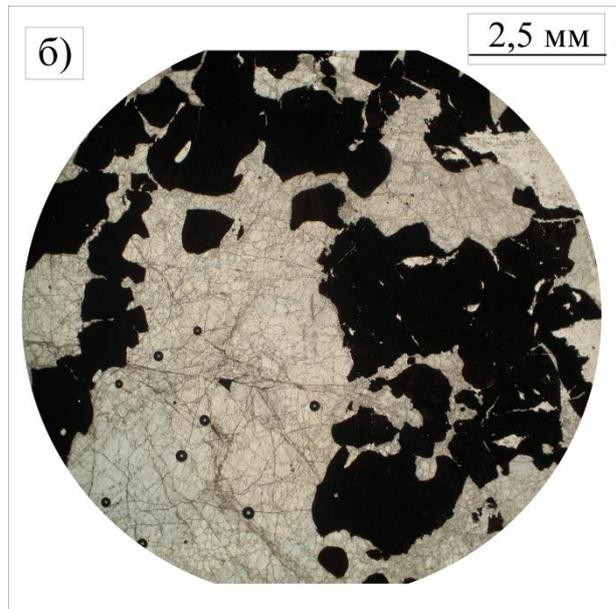
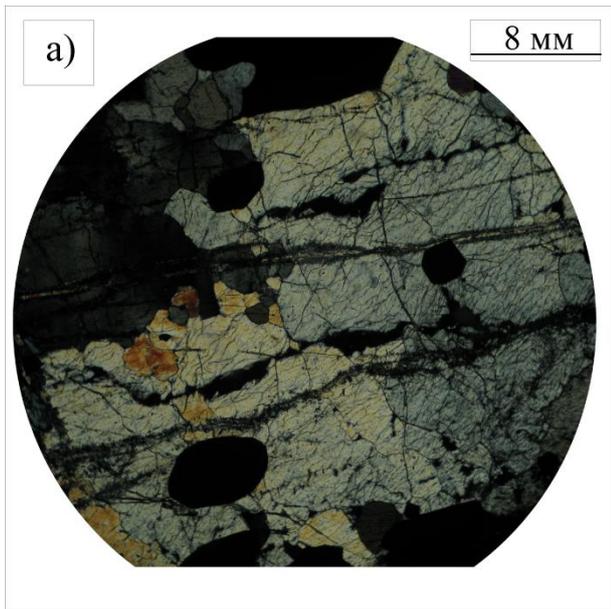
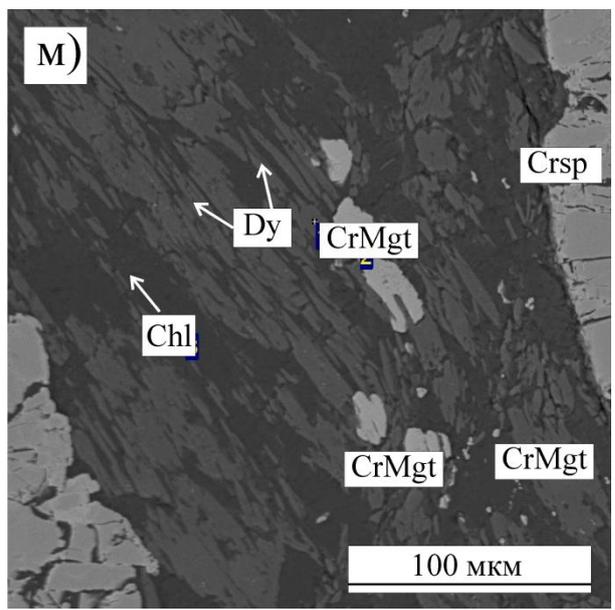
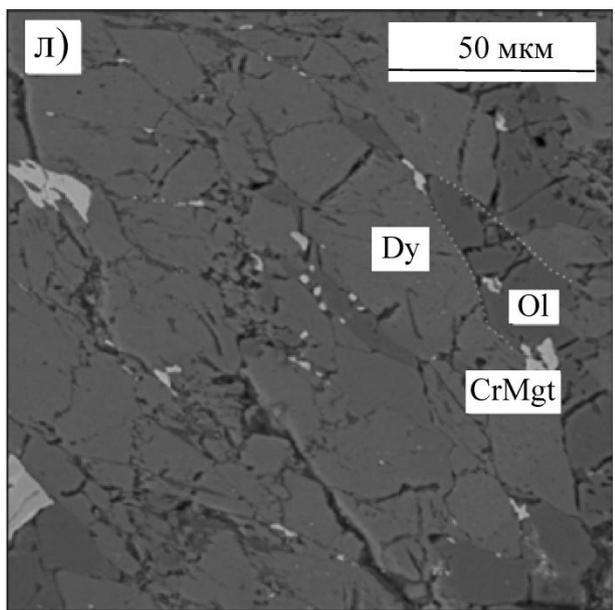
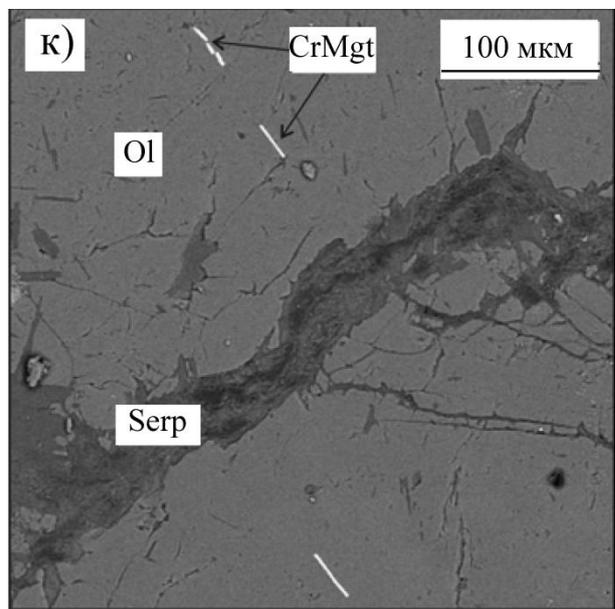
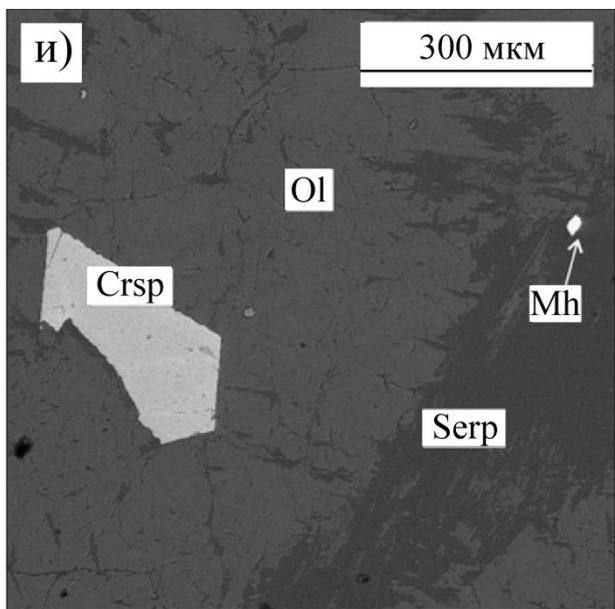
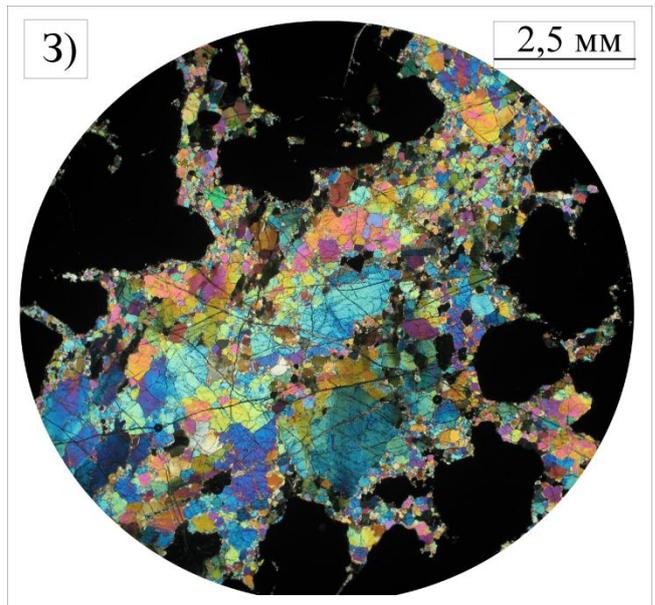
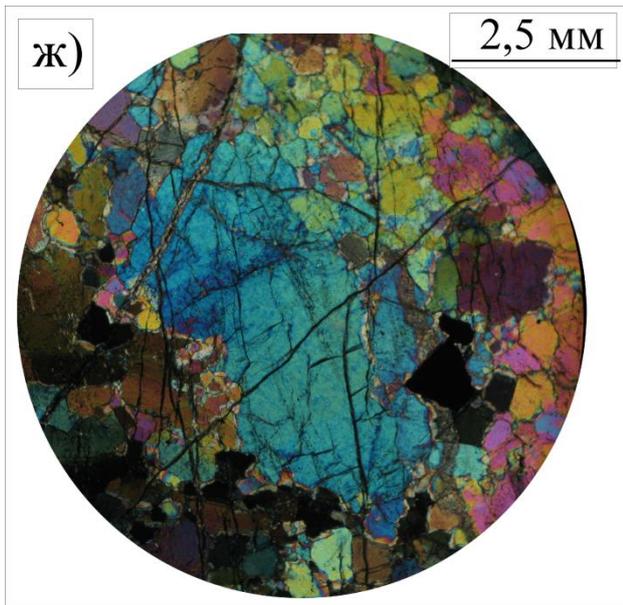


Рис. 3 Микрофотографии аксессуарных минералов в хромититах Зун-Оспинского участка (изображения в обратно-рассеянных электронах).

а) заполнение орселитом пустот выщелачивания в хромшпинелидах и замещение хромшпинелида магнетитом; **б)** хизлевудит в серпентинитовом агрегате, смена однородной микротекстуры в хизлевудите на колломорфную; **в)** структуры замещения хизлевудита маухеритом и разъедание серпентином; **г)** замещение миллерита гаспеитом в хлорите; **д)** срастание хизлевудита с орселитом; **е)** переход хизлевудита в миллерит и проращение хизлевудита маухеритом; **ж)** срастание маухерита с хроммагнетитом и округлые включения хроммагнетита в маухерите; **з)** орселит с колломорфной микструктурой и включениями МПГ .





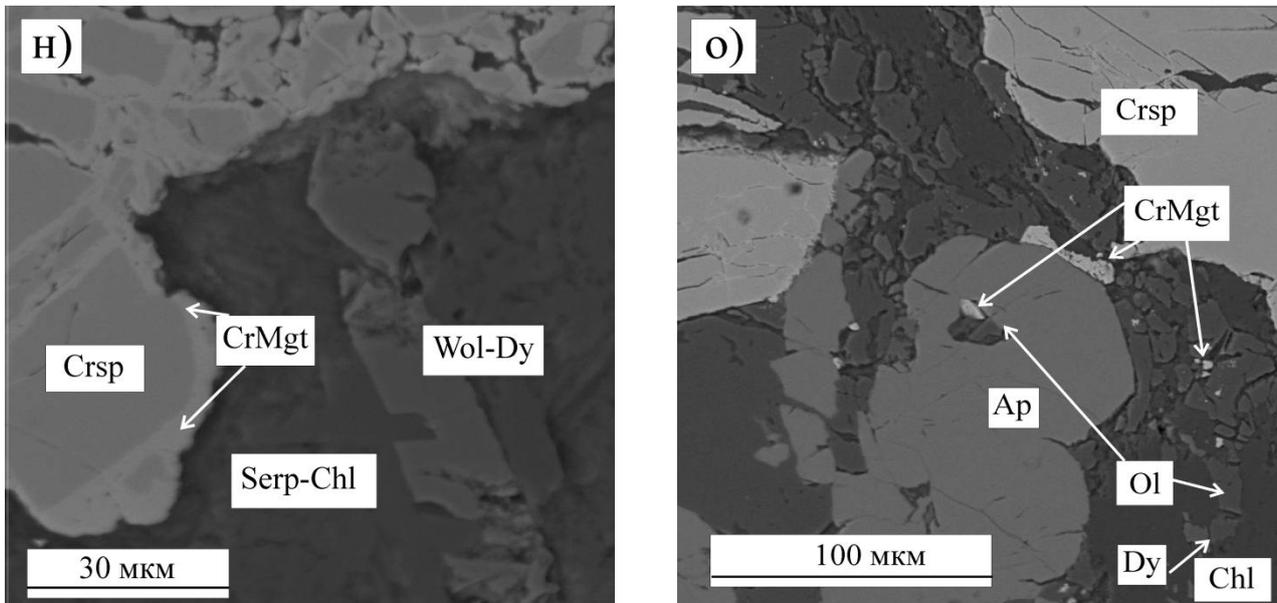
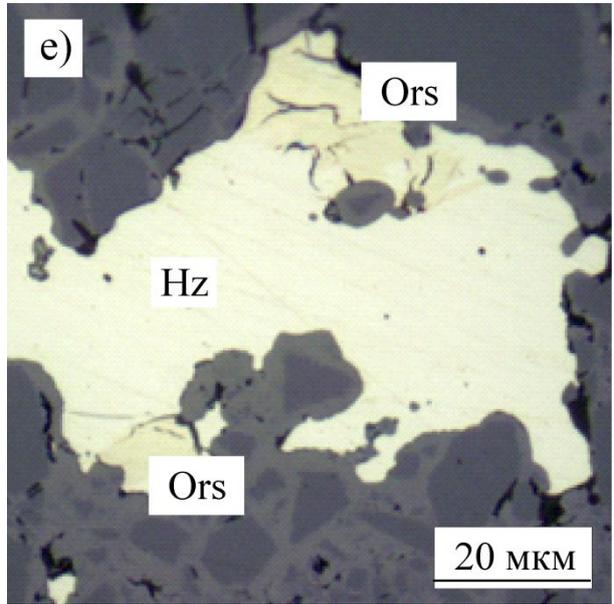
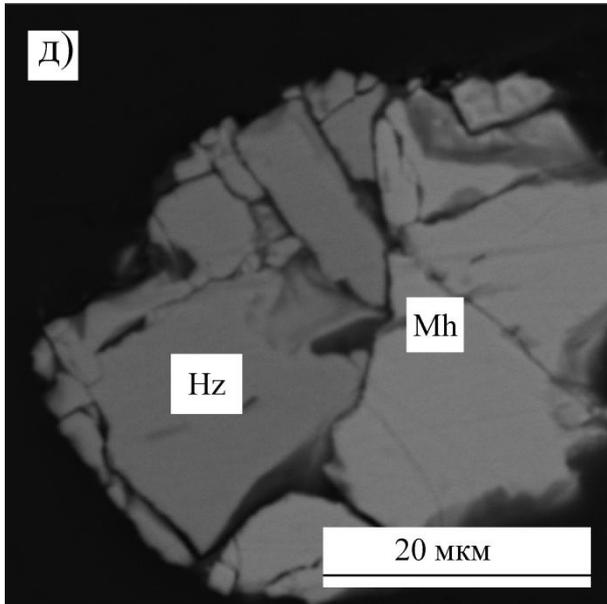
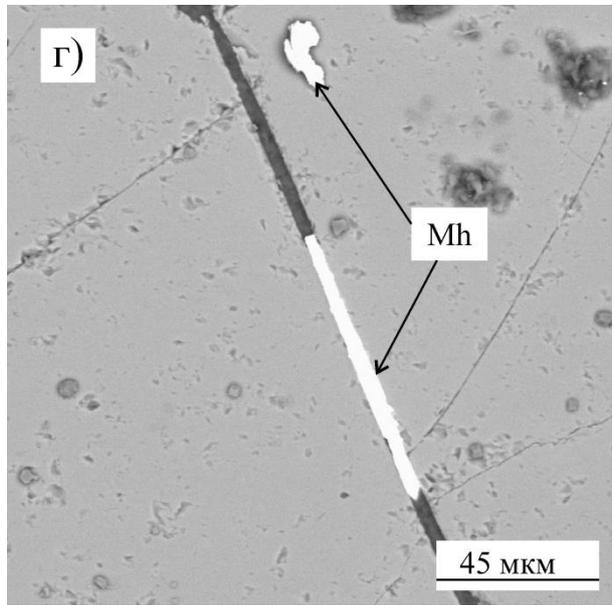
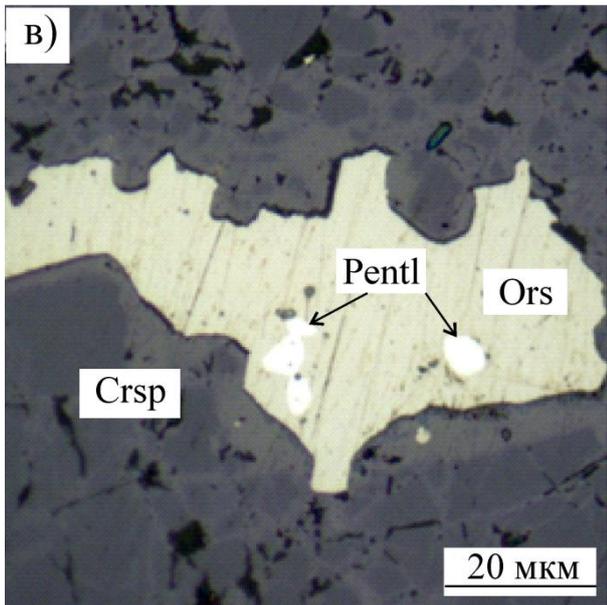
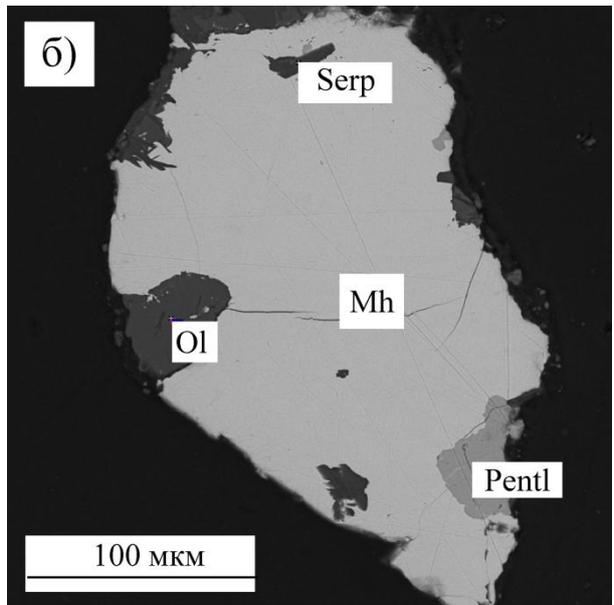
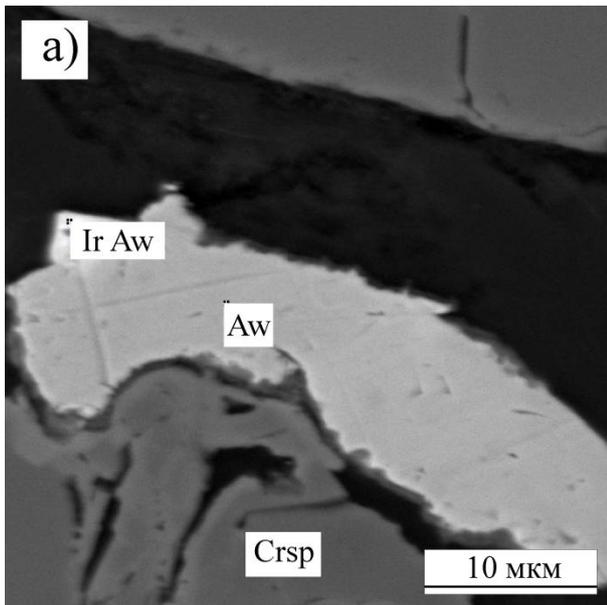


Рис. 4 Минералогия хромитовых руд Ильчирского участка, а-з) - микрофотографии шлифов: а, е-ж) - николи х, б) николи П, и-о) - изображения в обратно-рассеянных электронах (SEM), в, д) - микрофотографии аншлифов, николи П.

а) - рассеянная вкрапленность хромшпинелида округлой и изометричной формы в гарцбургите, включение хромшпинелида в энстатите; **б)** - густовкрапленная хромитовая руда в дуните; **в)** - сливной хромитит; **г)** – зона контакта хромитита с гарцбургитом; **д)** - структуры замещения и разъедания хромшпинелидов хлоритом; **е - з)** - микроструктуры пластических деформаций оливина: **е)** – порфирокластовый тип; **ж, з)** – переход порфирокластовая → мозаично-лейстовая; **и)** - включения хромшпинелида в оливине, небольшие выделения орселита в серпентине; **к)** – заполнение микротрещин в оливине хроммагнетитом; **л)** - оливин и диопсид формируют порфиристо-лейстовую микротекстуру в межрудных участках хромитита; **к)** к контакту зерен диопсида и оливина приурочены мельчайшие выделения хроммагнетита; **м)** - замещение диопсида хлоритом, к зонам изменения приурочены выделения хроммагнетита; **н)** - волластонит-диопсид в серпентинит-хлоритовом агрегате; **о)** - апатит в ассоциации хромитом, хроммагнетитом, оливином, диопсидом, хлоритом.



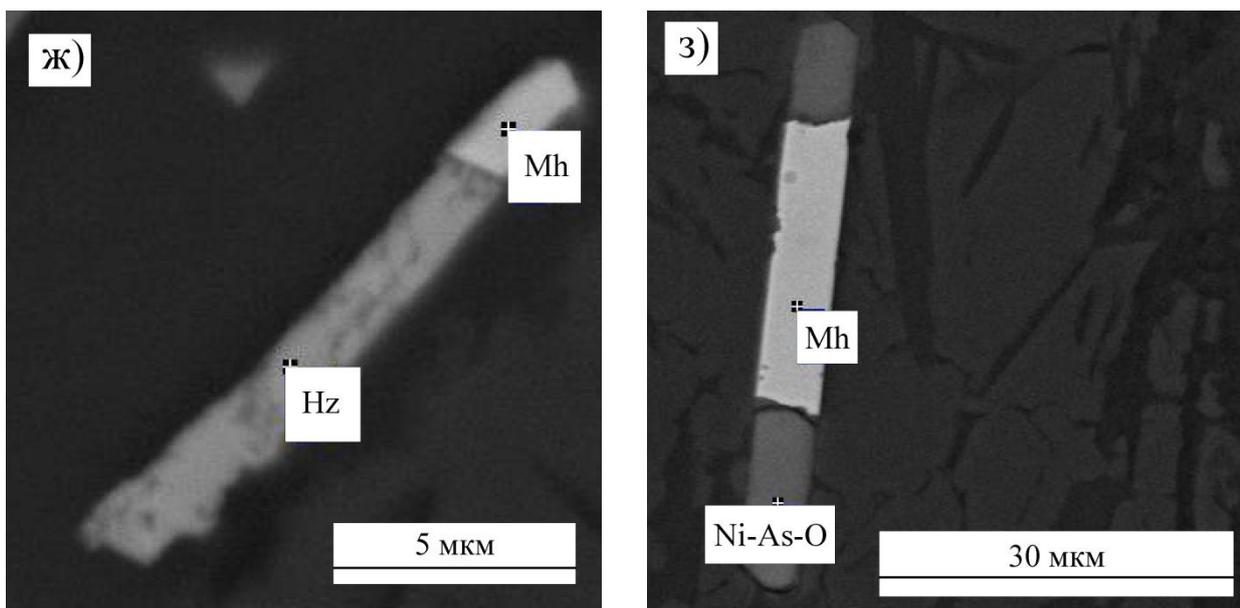
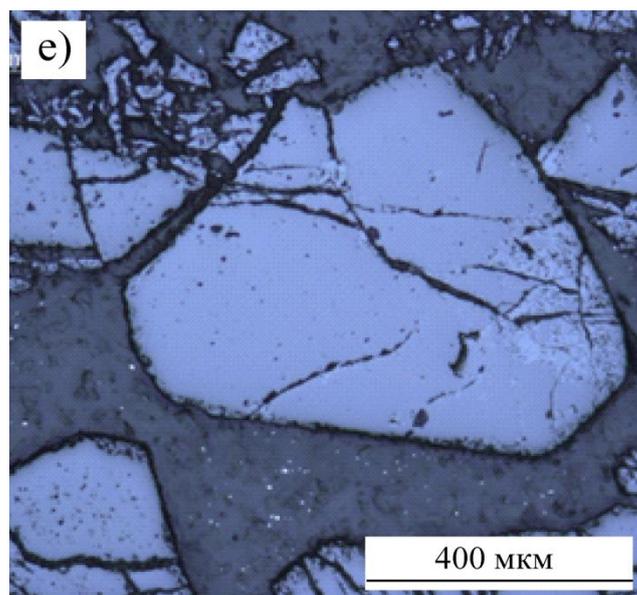
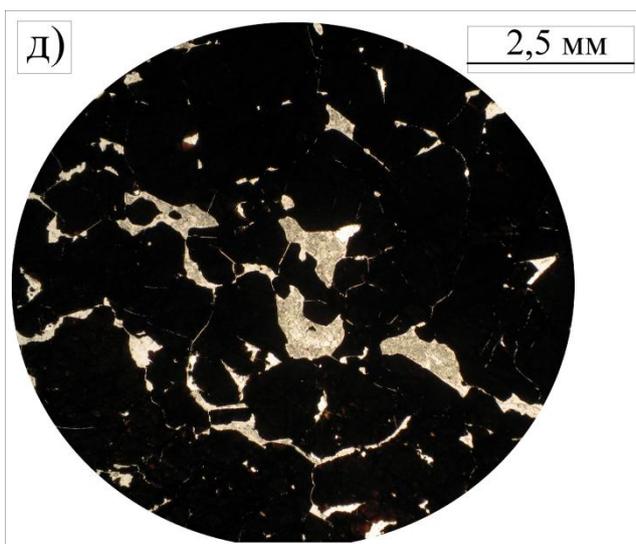
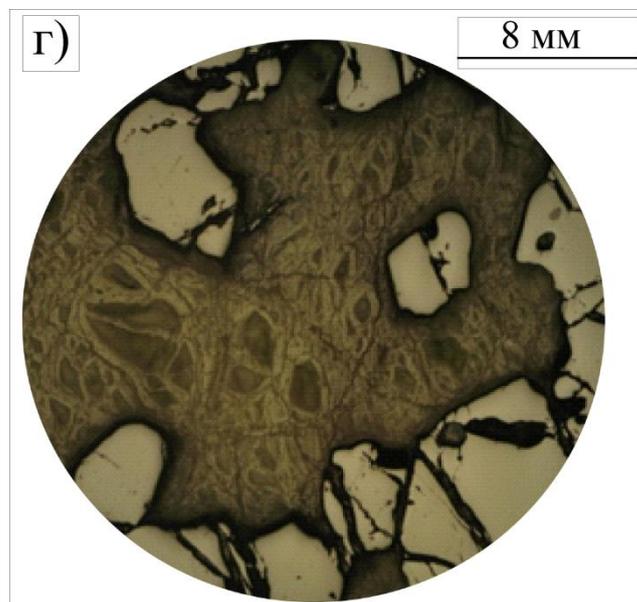
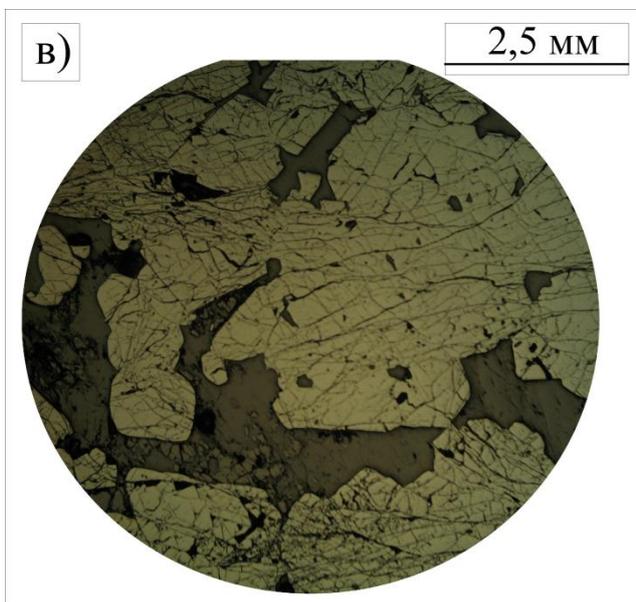
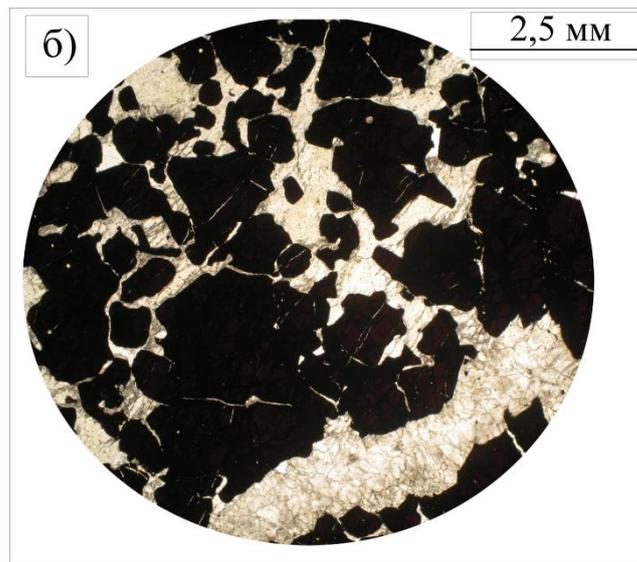
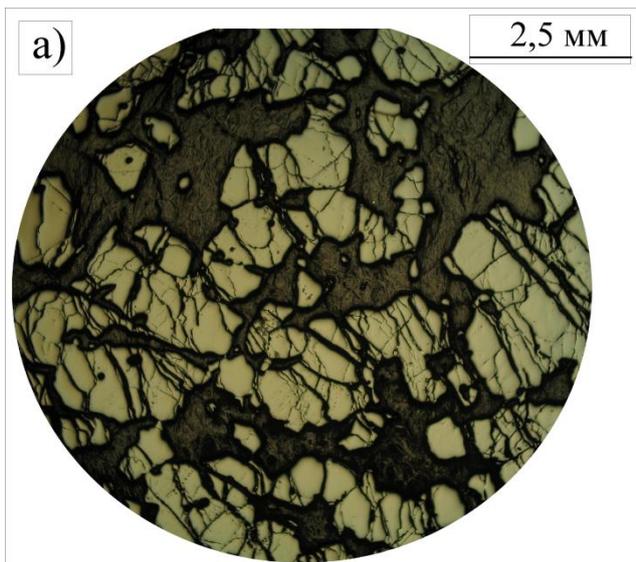


Рис 5. Акцессорная минерализация в хромититах Ильчирского участка (изображения в обратно-рассеянных электронах, (в, е) - микрофото аншлифа, при одном николе).

а) аваруит в серпентине, в периферийной части аваруита отмечается зона обогащенная иридием; **б)** Ni пентландит (или виоларит) в сростании с оливином; **в)** включения пентдандита в орселите; **г)** маухерит в трещине хромшпинелида; **д)** сростание хизлевудита с маухеритом; **е)** замещение хизлевудита орселитом (); **ж)** хизлевудит замещается маухеритом в серпентинитовом матриксе; **з)** маухерит замещается соединением (Ni-As-O).



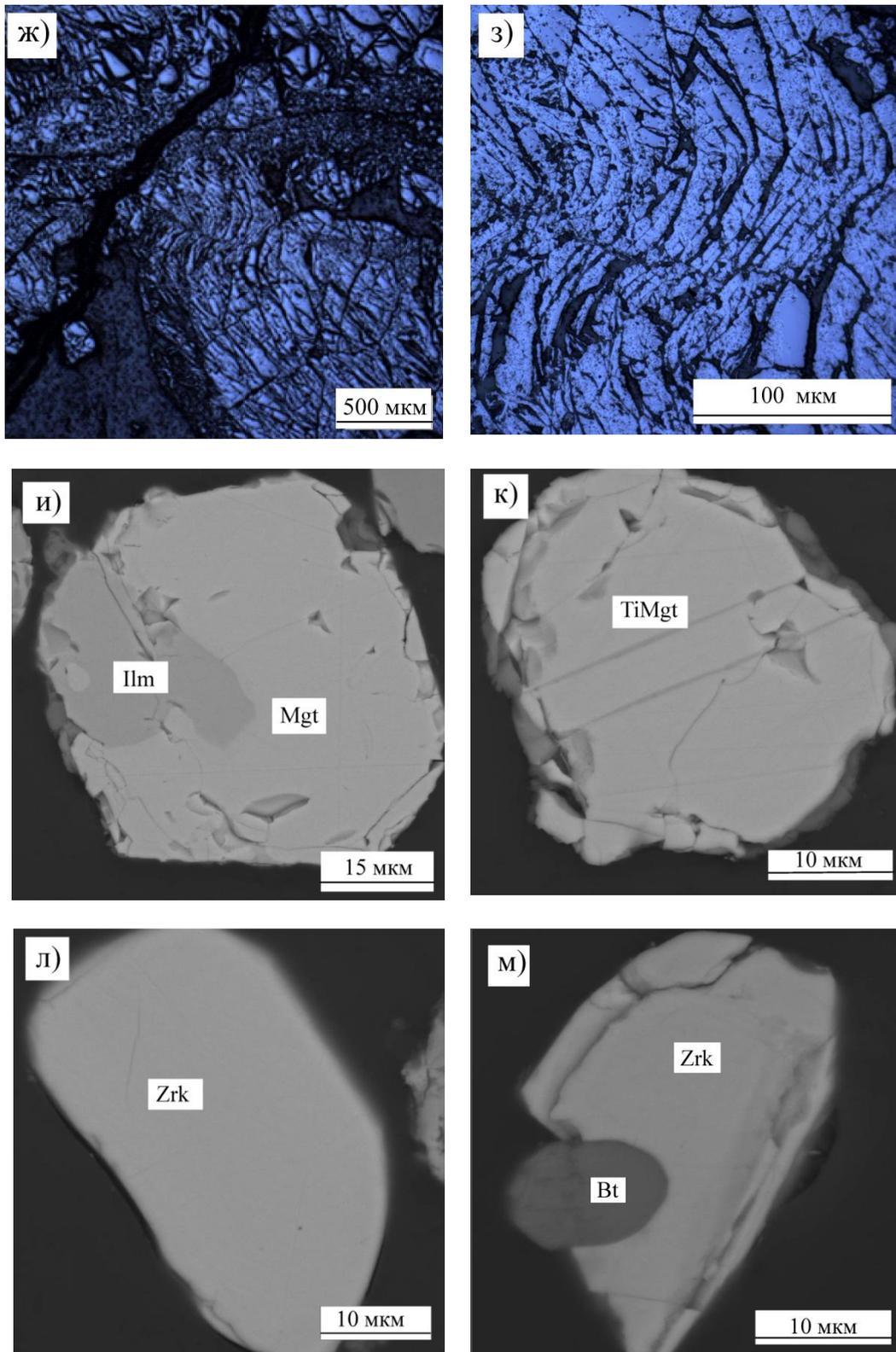


Рис 6. Микрофотографии хромитовых руд Хушагольского участка - а, в, г, е-з) аншлиф, николи П; б, д) - шлиф, николи П; и-м) минералы из тяжелой фракции хромититов (SEM). а) средневкрапленная руда, б) густовкрапленная хромитовая руда, в) параллельная трещиноватость хромшпинелидов, массивная текстура, г) идиоморфные выделения хромшпинелидов в серпентине, д) петельчатая микротекстура, е) идиоморфные и раздробленные кристаллы хромшпинелида в серпентин-хлоритовой массе, сульфиды, сульфоарсениды Ni в серпентине, ж) деформационные складчатые микроструктуры хромититов, з) деформационная складчатая микроструктура при большем увеличении, вдоль трещин развивается магнетит по хромшпинелиду; хромититы из зоны углеродизации - и) выделение ильменита в магнетите, к) зерно титаномagnetита, л) зерно циркона, м) включение биотита в цирконе.

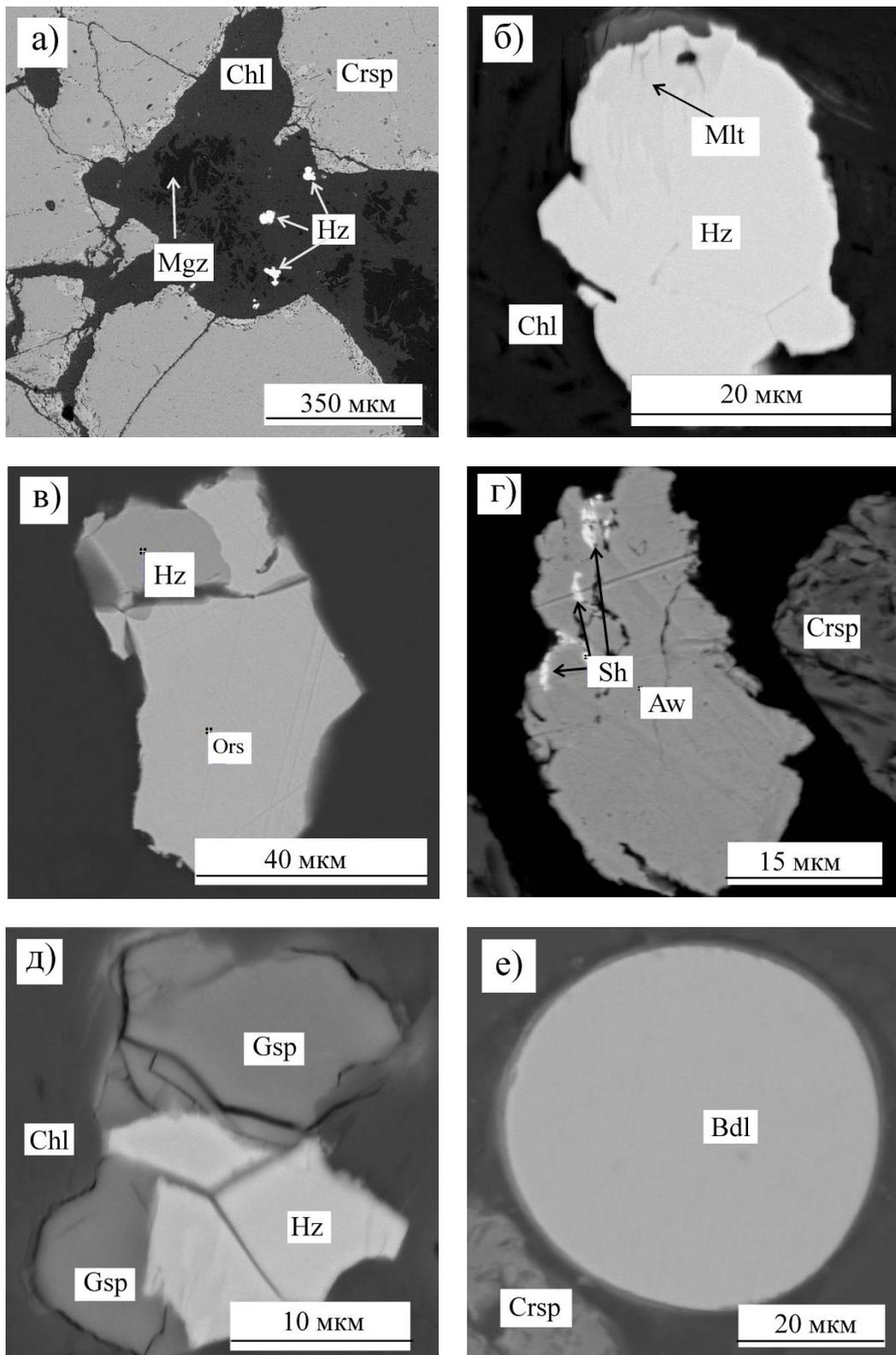


Рис 7 Микрофотографии аксессуарных минералов в хромитах Хушагольского и Горлык-Гол-Дабан-Жалгинского участков (изображения в обратно рассеянных электронах)
а) межзерновое пространство хромшпинелидов выполнено хлорит-магнезитовым агрегатом, в котором отмечаются ксеноморфные зерна хизлевудита, **б)** частичное замещение хизлевудита миллеритом в хлорите, **в)** срастание хизлевудита с орселитом, **г)** микронные выделения шэндита $Pb_2Ni_3S_2$ по периферии и трещинкам зерна аваруита, **д)** реликты хизлевудита в гаспее, в хлоритовом матриксе, **е)** круглое зерно бадделиита ZrO_2 .

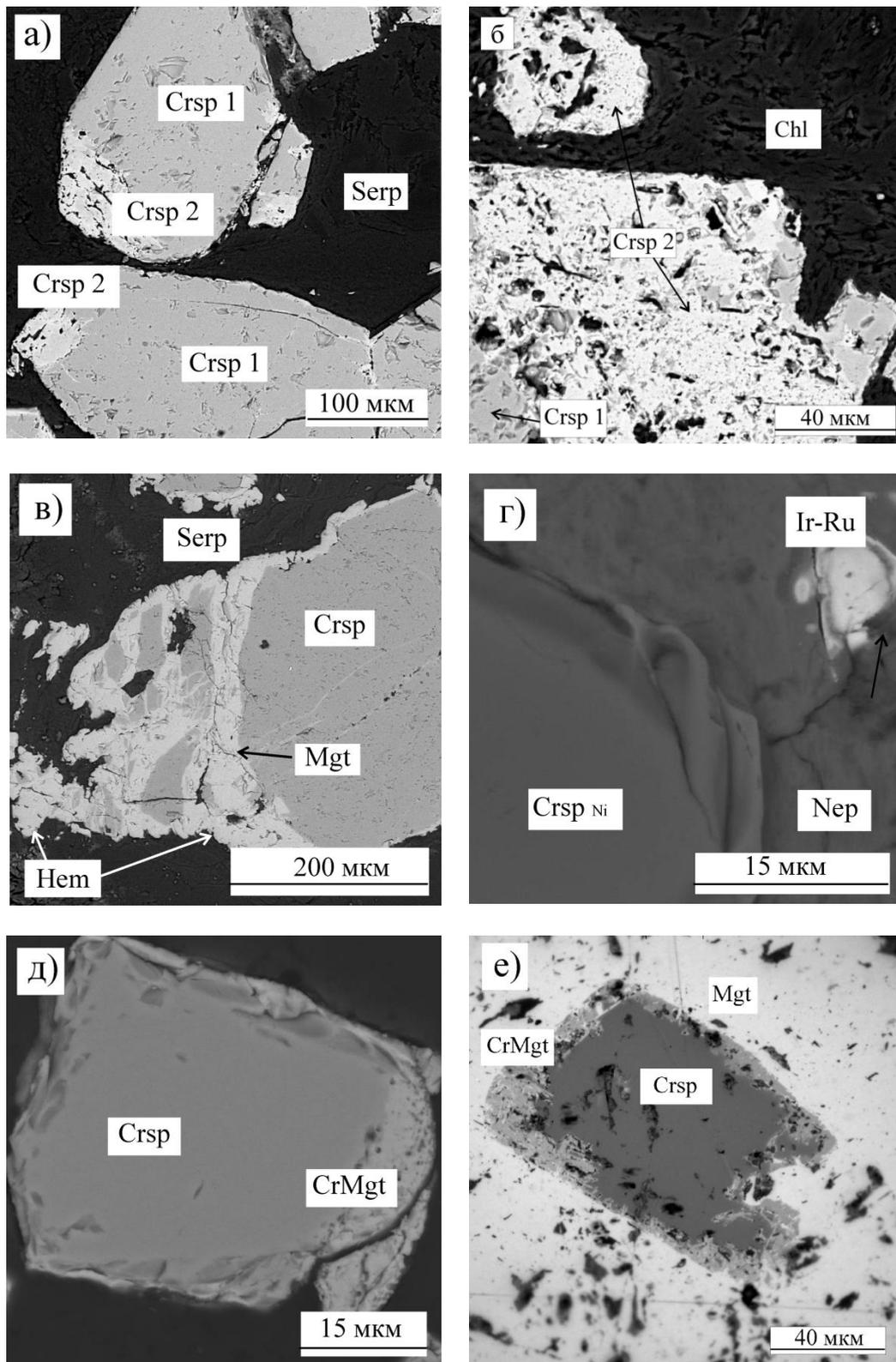


Рис 8. Микрофотографии хромшпинелидов, отражающие изменение химического состава **а)** изменение состава хромшпинелида (Crsp 1) по периферии зерна, в краевой части увеличивается Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , и одновременно уменьшается содержание, Al_2O_3 , MgO (Crsp 2), **б)** замещение хромшпинелида (Crsp 1) безглиноземистым Mn - содержащим хромитом (Crsp 2) в хлорите, **в)** замещение хромшпинелида магнетитом и гематитом в серпентините, **г)** хромшпинелид с примесью NiO в тесной ассоциации с непуитом, в непуите микрочастицы Ir-Ru состава, **д)** хромшпинелид обрастает хроммагнетитом, **е)** характер изменения хромшпинелидов в хромитите из зоны углеродизации.

Микрофотографии минералов платиновой группы (в обратно рассеянных электронах) в хромититах Оспино-Китойского и Харанурского массивов

Принятые условные обозначения и сокращения

Aw - аваруит

Crsp - хромшпинель

CrMgt - хроммагнетит

Er - эрлихманит

Gar - гарутит

Gv - геверсит

Hз – хизлевудит

IrAw – иридий содержащий аваруит

Irs - ирарсит

Lr - лаурит

Mh - маухерит

Mgt - магнетит

Nep - непуит

Ol - оливин

Omt - омейит

Ors - орселит

Serp - серпентин

Sp - сперрилит

Tvk - толовкит

Zak - закаринит

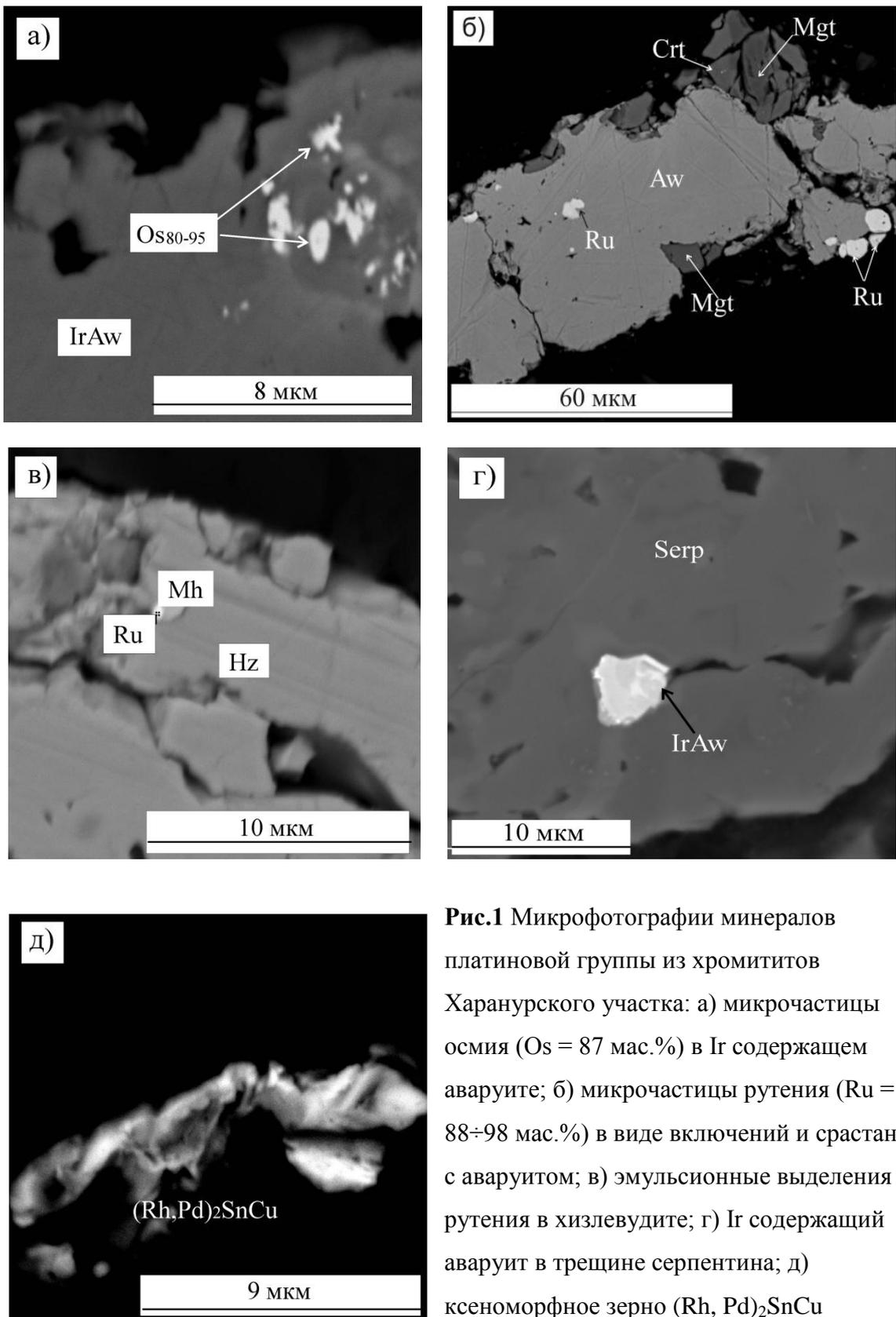
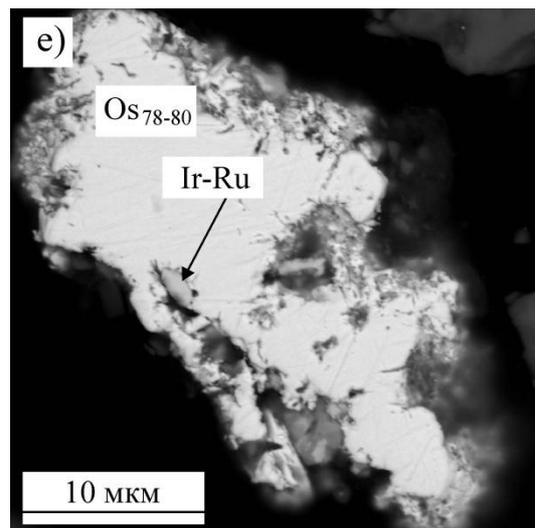
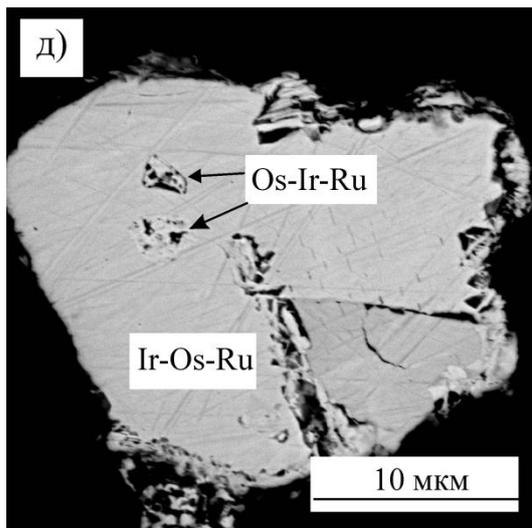
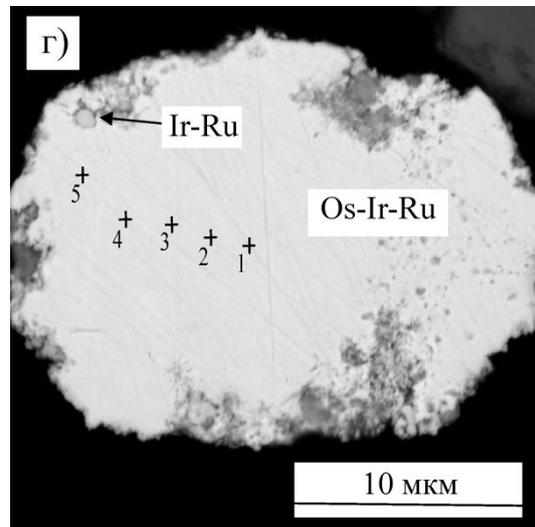
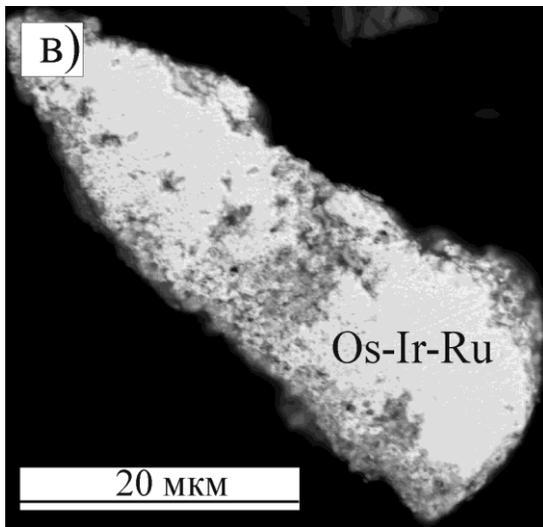
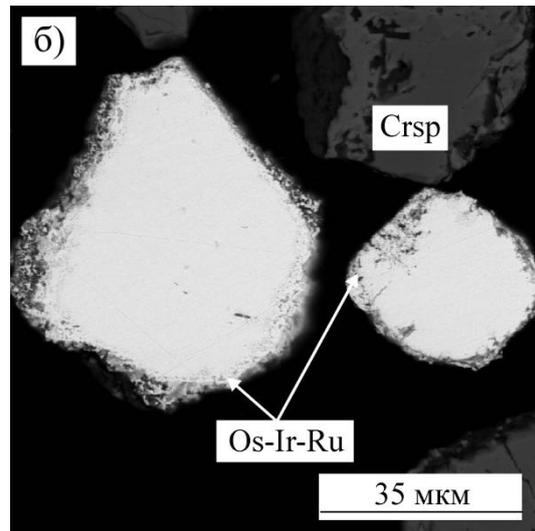
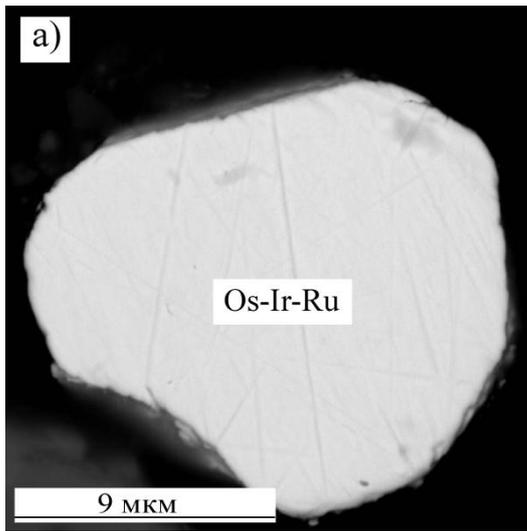


Рис.1 Микрофотографии минералов платиновой группы из хромититов Харанурского участка: а) микрочастицы осмия ($Os = 87 \text{ мас.}\%$) в Ir содержащем аваруите; б) микрочастицы рутения ($Ru = 88\div 98 \text{ мас.}\%$) в виде включений и сростаний с аваруитом; в) эмульсионные выделения рутения в хизлевудите; г) Ir содержащий аваруит в трещине серпентина; д) ксеноморфное зерно $(Rh, Pd)_2SnCu$



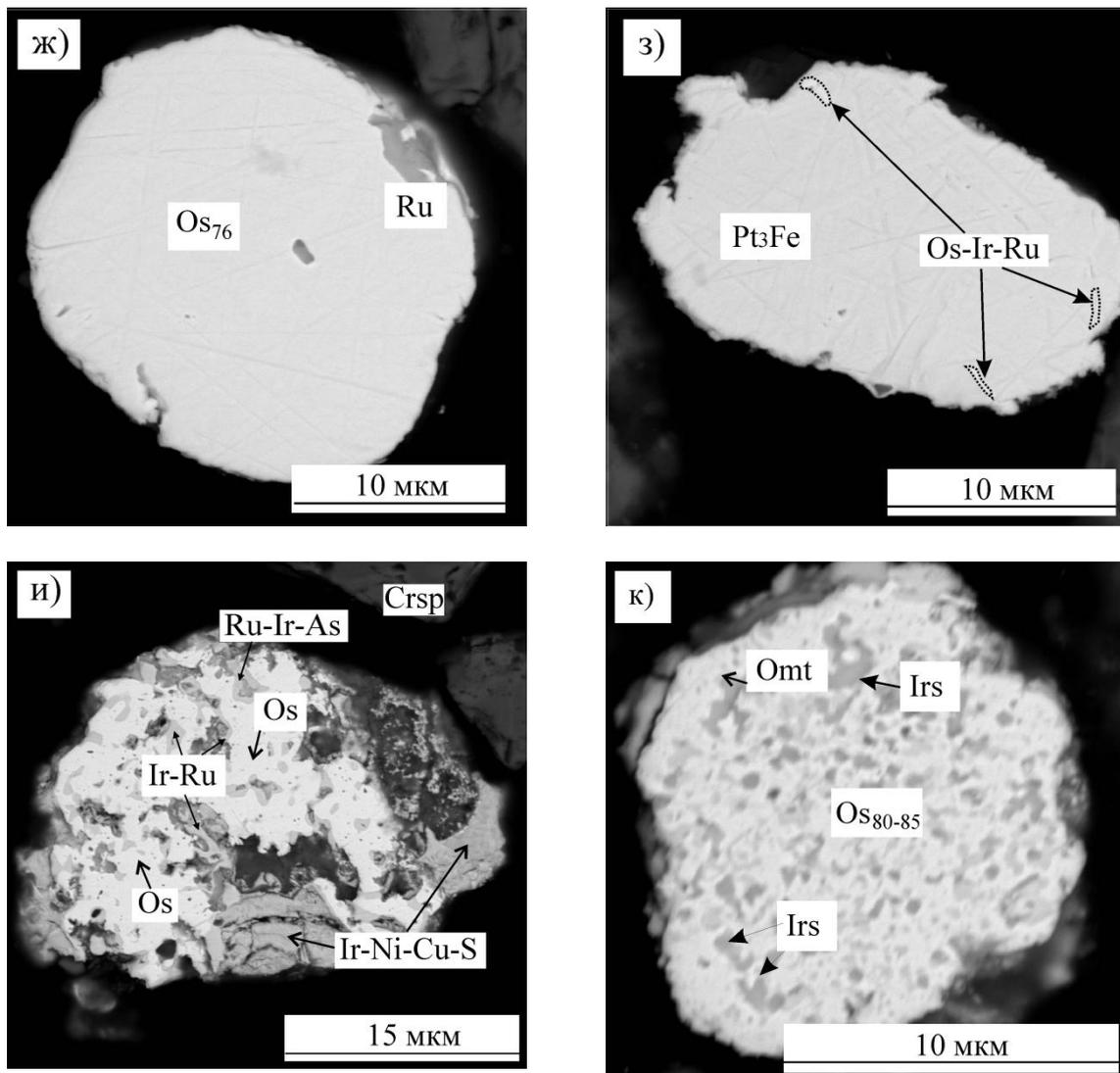


Рис.2 Микрофотографии минералов платиновой группы из хромититов г. Харьк: **(а-д)** – индивидуальные зерна твердых растворов состава Os-Ir-Ru; **(е)** зерно осмия (содержание Os₇₈₋₈₀), в краевой части зерна включение (Ir-Ru) состава; **(ж)** округлое зерно осмия с включением рутения (ан. 16, 17); зерно изоферропла тины Pt₃Fe с ламеллями (Os-Ir-Ru) состава; **(и)** полифазный агрегат пористой структуры (осмий, (Ir-Ru), рутенарсенит, купроникельридсит); **(к)** полифазный агрегат состоящий из осмия, ирарсита и лаурита.

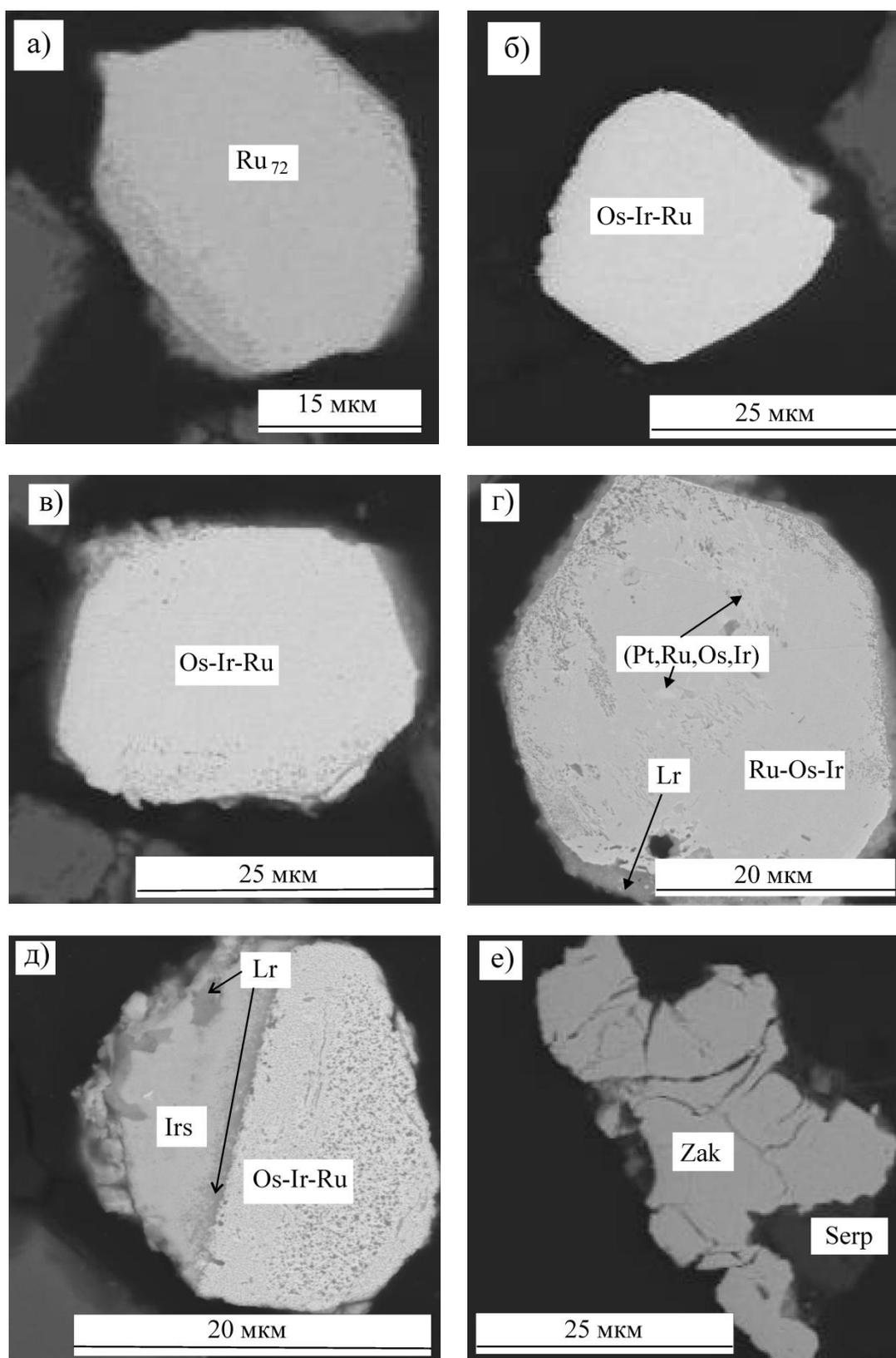
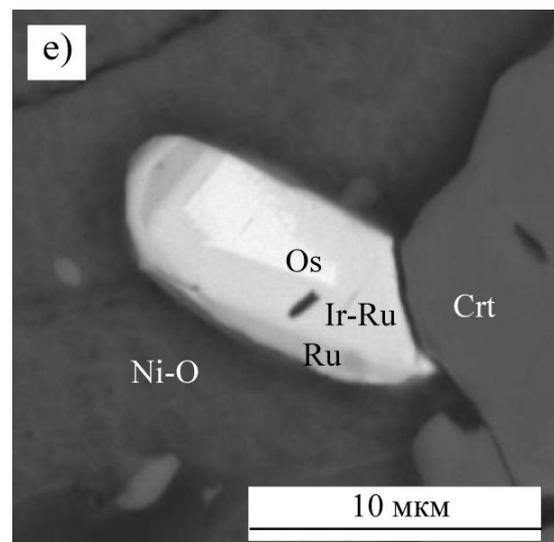
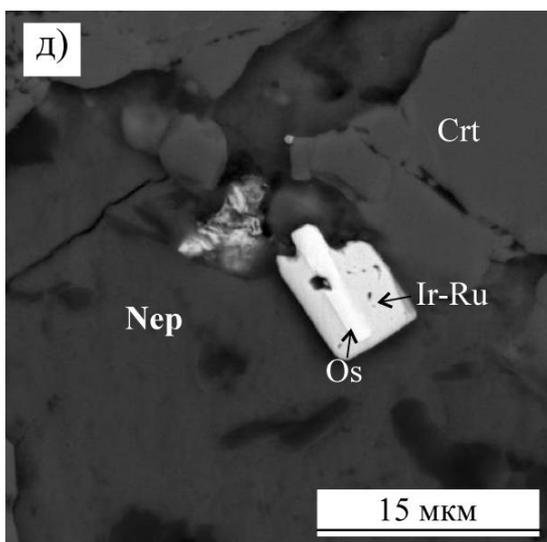
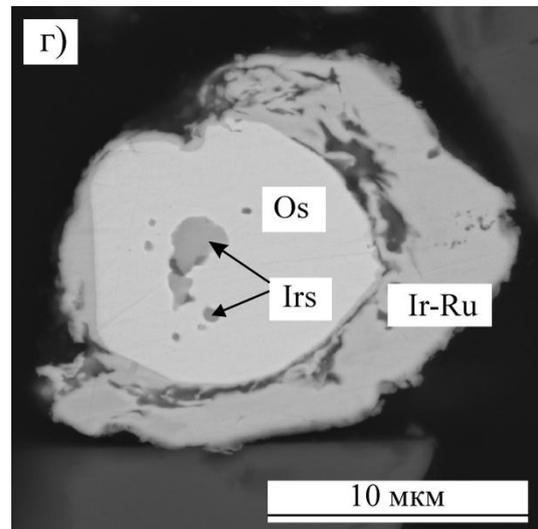
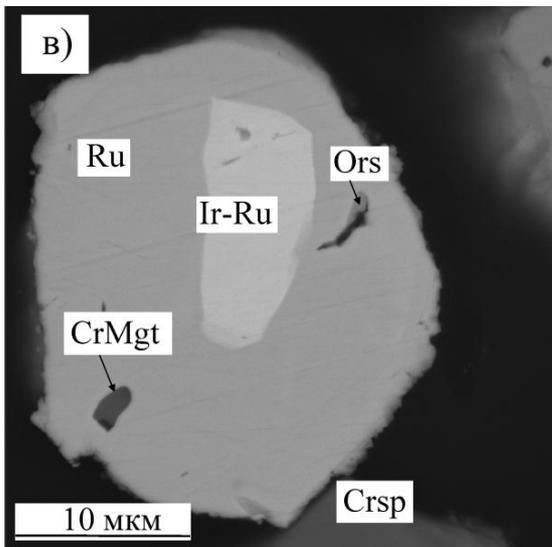
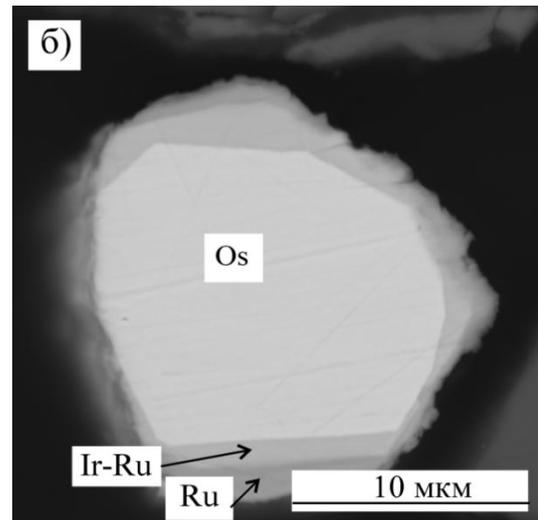
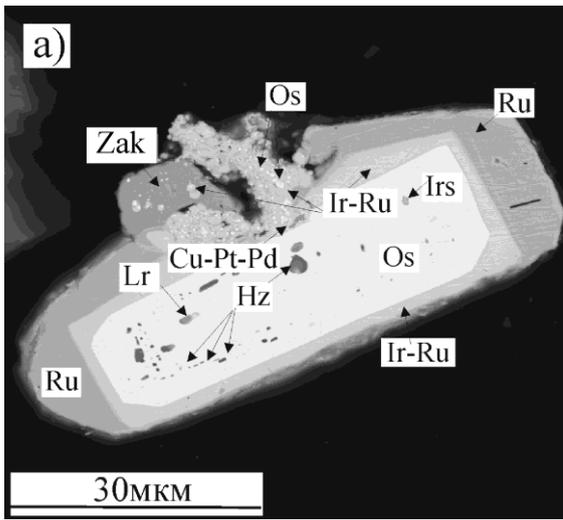
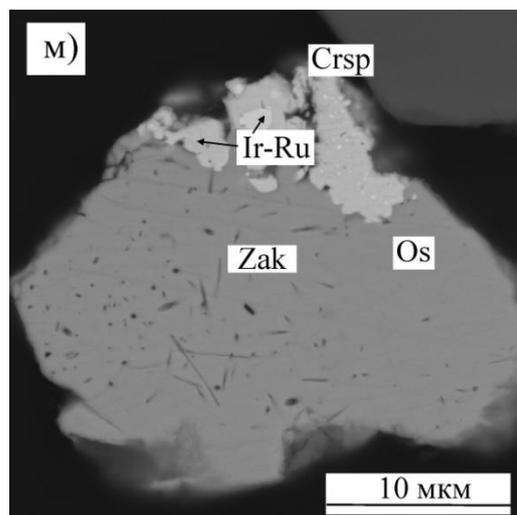
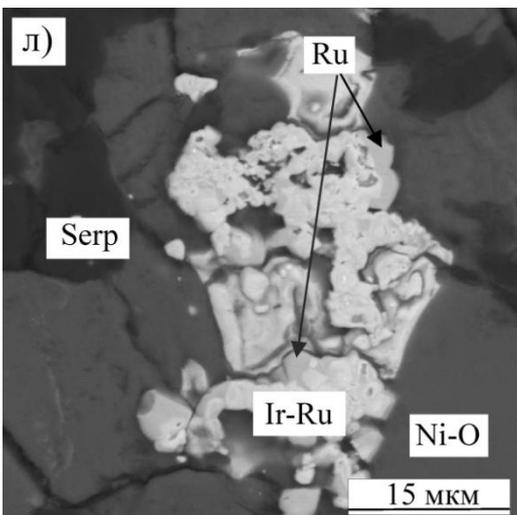
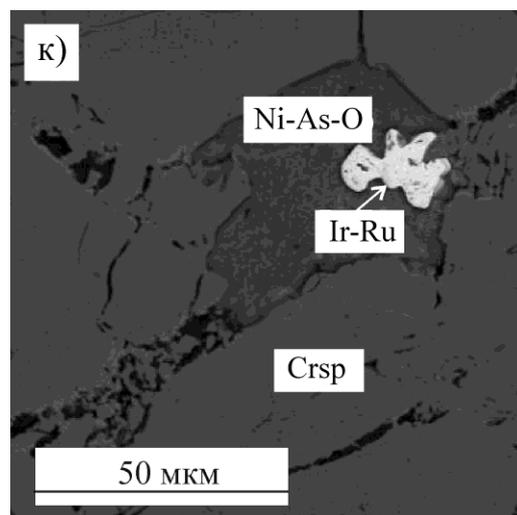
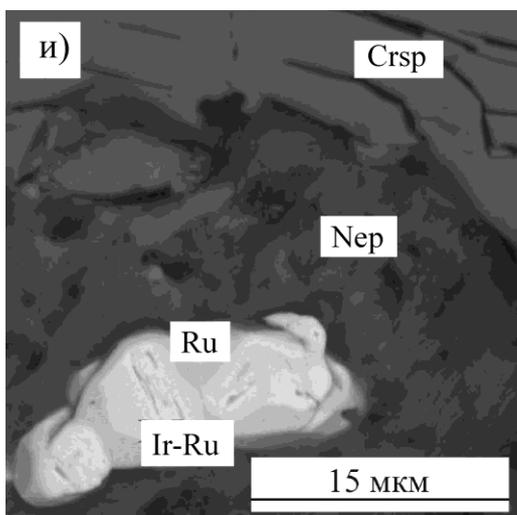
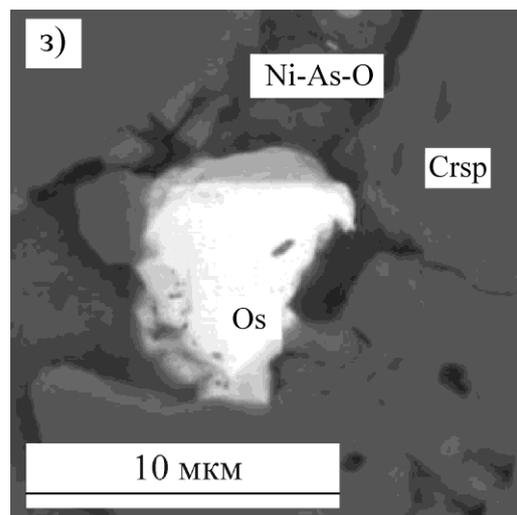
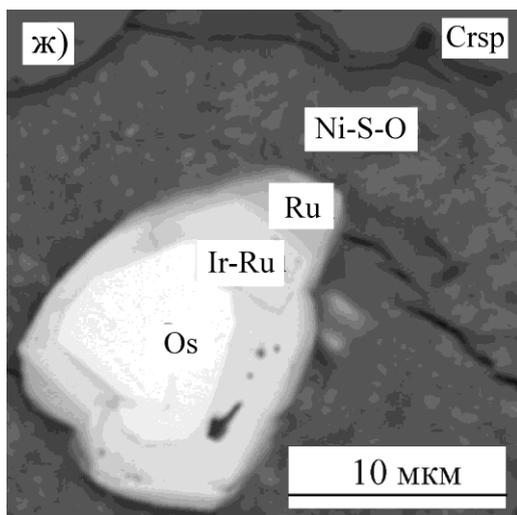


Рис. 3 Микрофотографии минералов платиновой группы из хромититов участка Зун-Оспа: **(а)** изометричное зерно *рутения*; **(б), в)** идиоморфные зерна твердых растворов Os-Ir-Ru состава; **(г)** – идиоморфное зерно Ru-Os-Ir замещается соединением (Pt-Cu-Sb) состава и обрастает лауритом; **(д)** сростание Os-Ir-Ru с лауритом, который в свою очередь практически нацело заместился ирарситом; **(е)** ксеноморфное выделение закаринита в сростании с серпентином.





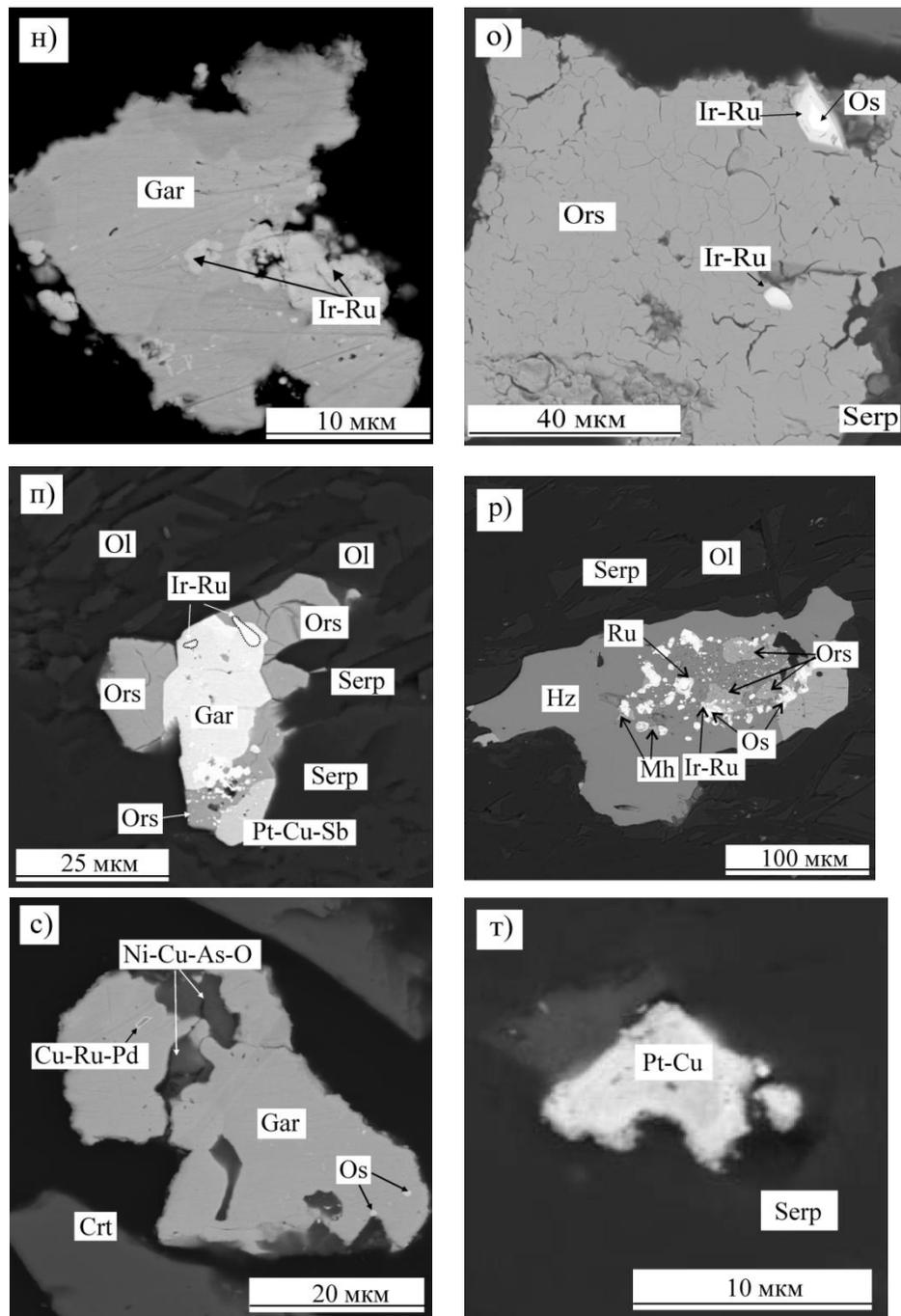
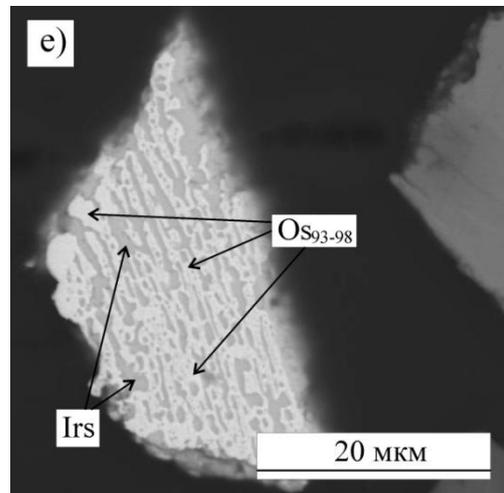
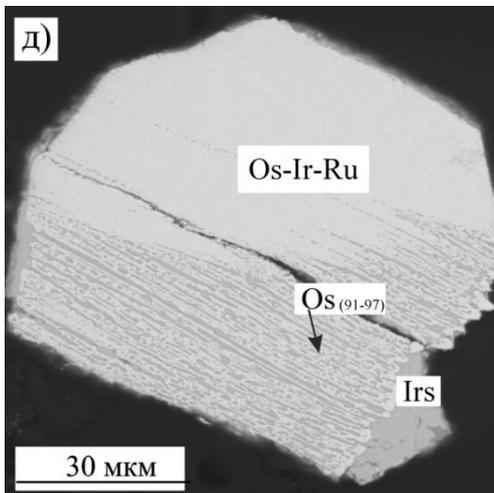
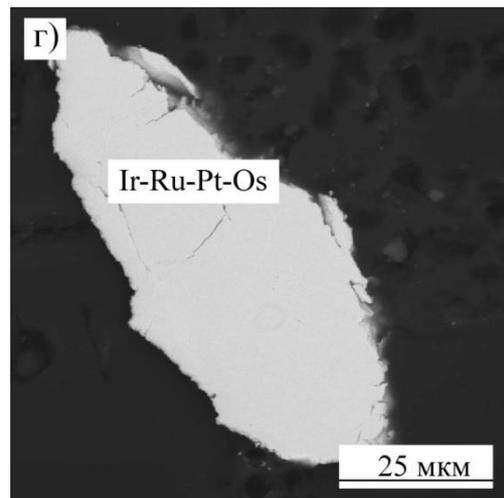
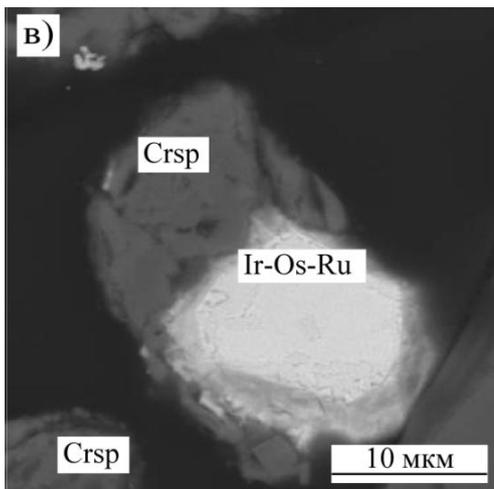
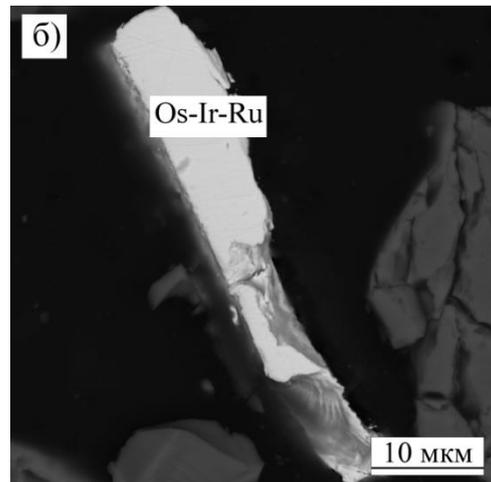
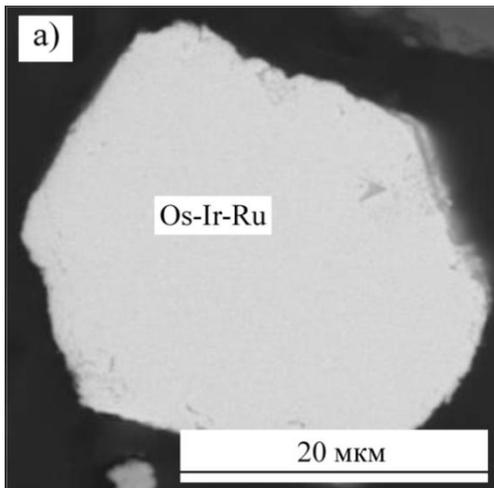


Рис. 4 Микрофотографии минералов платиновой группы из хромититов участка Зун-Оспа - Ильчир: **(а)** - зональный кристалл (Os-Ir-Ru) состава с микровключениями хизлевудита по зонам роста, лаурита, ирарсита и; **(б ÷ г)** - зональные кристаллы (Os-Ir-Ru) состава с микровключениями ирарсита, хроммагнетита; **(д ÷ ж)** - зональные микрокристаллы (Os-Ir-Ru) состава в непуите (Ni серпентин) и фазах состава (Ni-O), (Ni-S-O); **(з)** - микрочастицы Os₈₀₋₉₅ в фазе состава (Ni-As-O); **(и)** - зональные микрочастицы (Ir-Ru) состава «губчатой» микроструктуры в непуите; **(к)** - ксеноморфные «пористые» выделения фазы (Ir-Ru) состава в (Ni-As-O); **(л)** - «губчатые» выделения фазы (Ir-Ru) состава в (Ni-O); **(м)** - закаринит RhNiAs в срastании с фазой (Ir-Ru) состава, в которой присутствуют округлые выделения Os₈₀₋₉₈; **(н)** - гарутит (Ir, Ni, Fe) в срastании с (Ir-Ru); **(о)** - микровключения зональных микрокристаллов (Os-Ir-Ru) состава в орселите с колломофной микроструктурой; **(п)** - многофазное срastание гарутит – неизвестная фаза (Pt_{0,34}Cu_{0,3}Sb_{0,33}Ni_{0,03}) – (Ir-Ru) – орселит – серпентин – оливин; **(р)** - полифазный агрегат – срastание хизлевудита с орселитом, в которых присутствуют микрочастицы округлой формы (Os-Ir-Ru) состава с признаками зональности; **(с)** - гарутит с эмульсовидными выделениями осмия, микровключением фазы (Cu-Ru-Pd) состава; **(т)** - микрочастица (Pt-Cu) состава в серпентине.



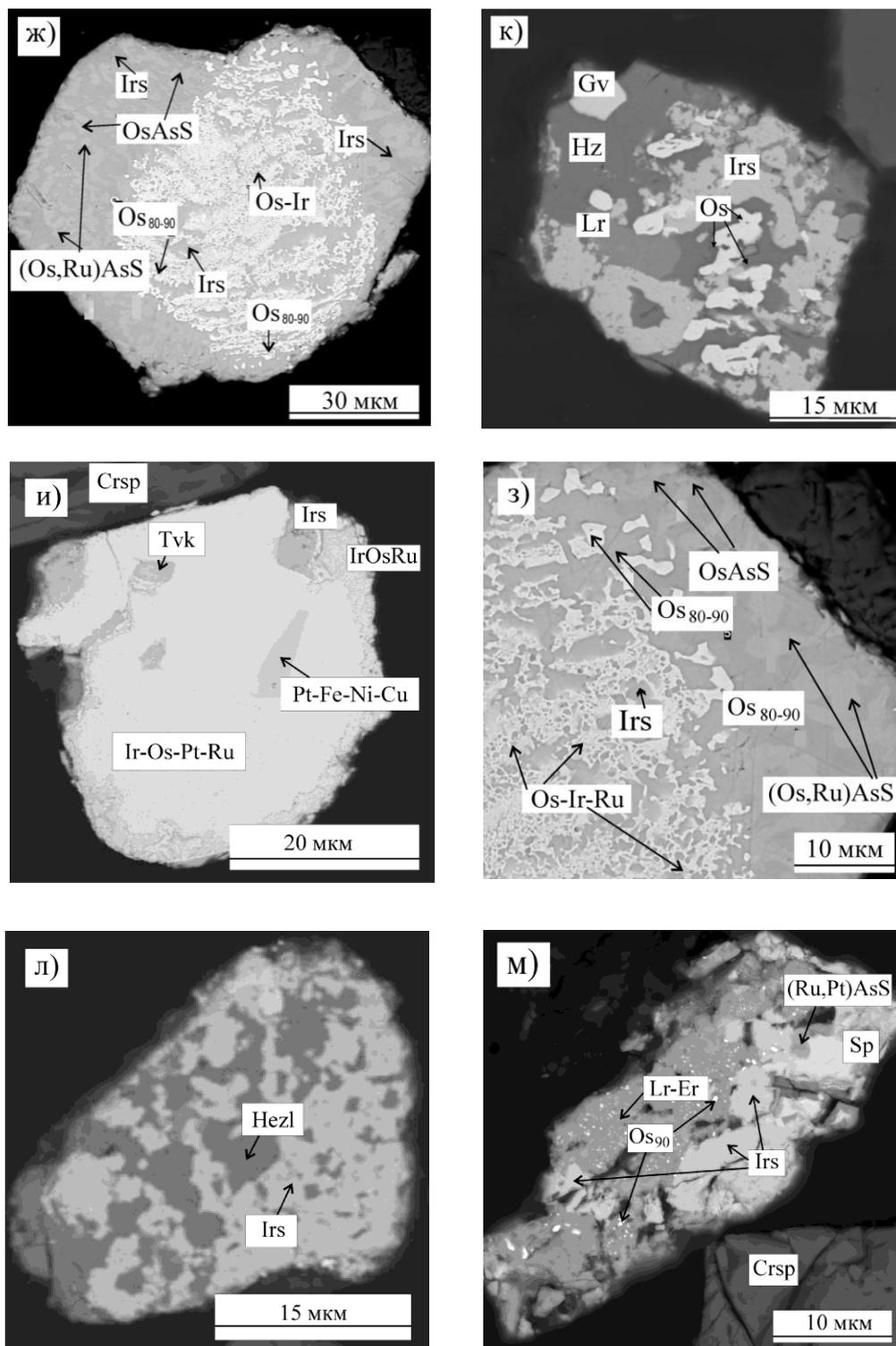
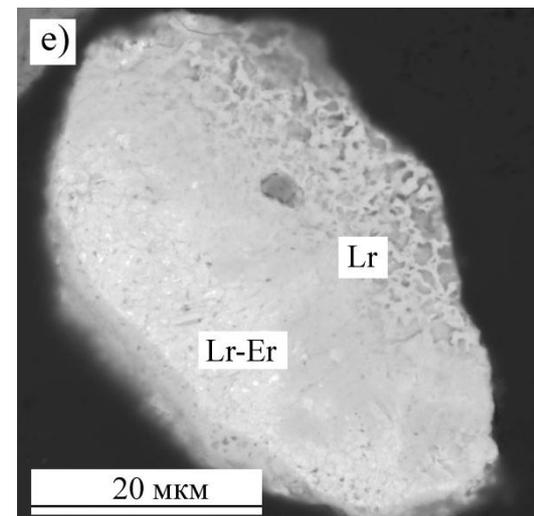
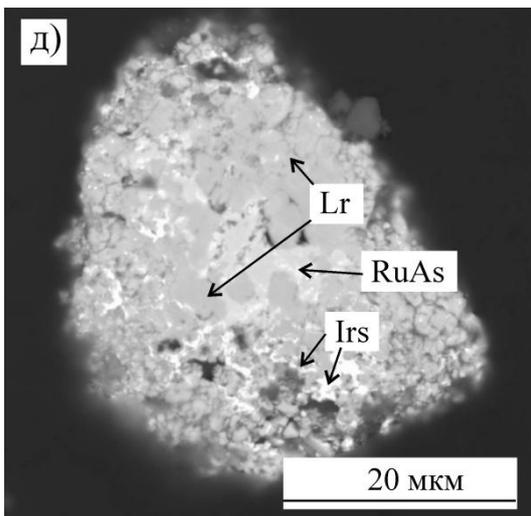
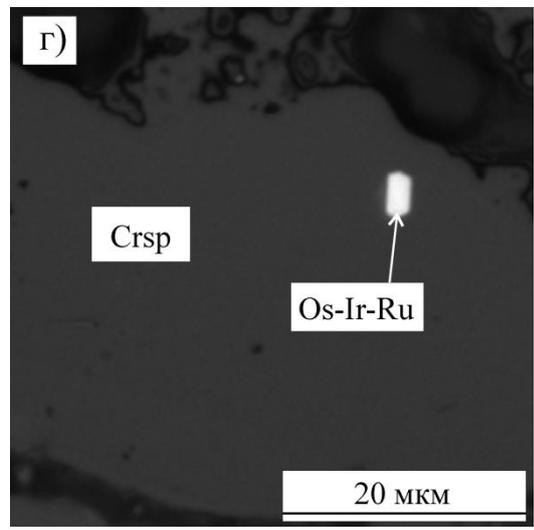
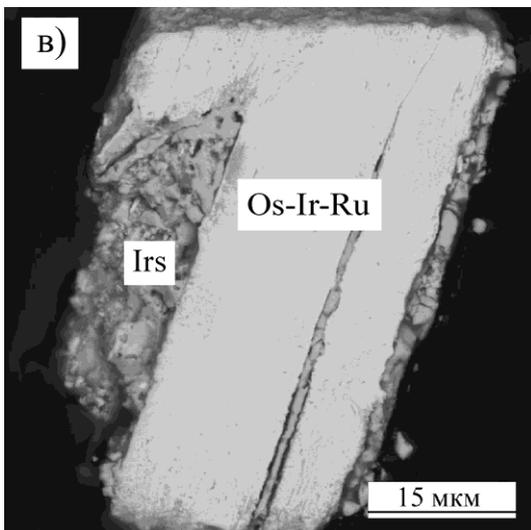
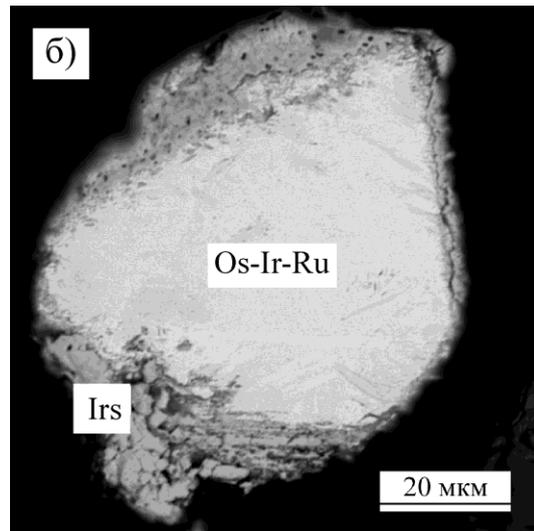
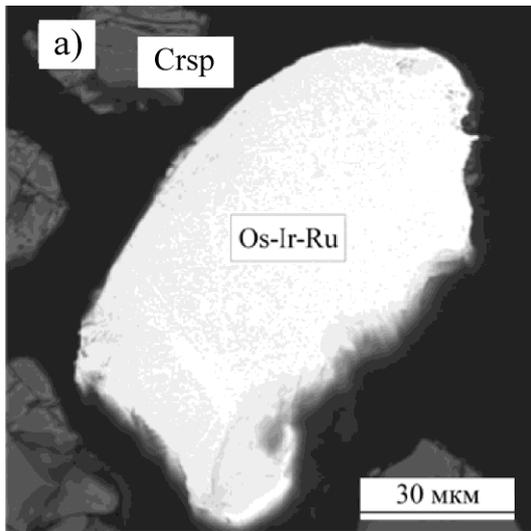


Рис. 5 Микрофотографии МПГ из хромититов Ильчирского участка.

а) идиоморфное зерно Os-Ir-Ru; **б)** таблитчатое зерно Os-Ir-Ru; **в)** срастание хромшпинелида с Ir-Os-Ru состава; **г)** зерно твердого раствора Ir-Ru-Pt-Os состава, **д)** характер замещения твердых растворов Os-Ir-Ru ирарситом, с образованием самородного Os₉₁₋₉₇; **е)** переход Ir из металлической фазы в сульфоарсенидную с образованием самородного Os, **ж)** реликтовые участки Os-Ir-Ru твердого раствора в сложных симплектитовых срастаниях сульфоарсенидов ряда (OsAsS – RuAsS – IrAsS), **з)** то же зерно, при большем увеличении отдельного участка, **и)** зерно твердого раствора состава (Ir-Os-Pt-Ru) – Ir-Os-Ru с участками замещения толовкитом IrSbAsS, ирарситом IrAsS, (Pt-Fe-Ni-Cu), **к)** полифазный агрегат – срастание МПГ – хизлевудит. **л)** полифазные агрегат хизлевудитЮ ирарсит, **м)** полифазный агрегат – срастание сульфидов и сульфоарсенидов (Os, Ir, Ru), сперилита и выделения микрочастиц «самородного» осмия.



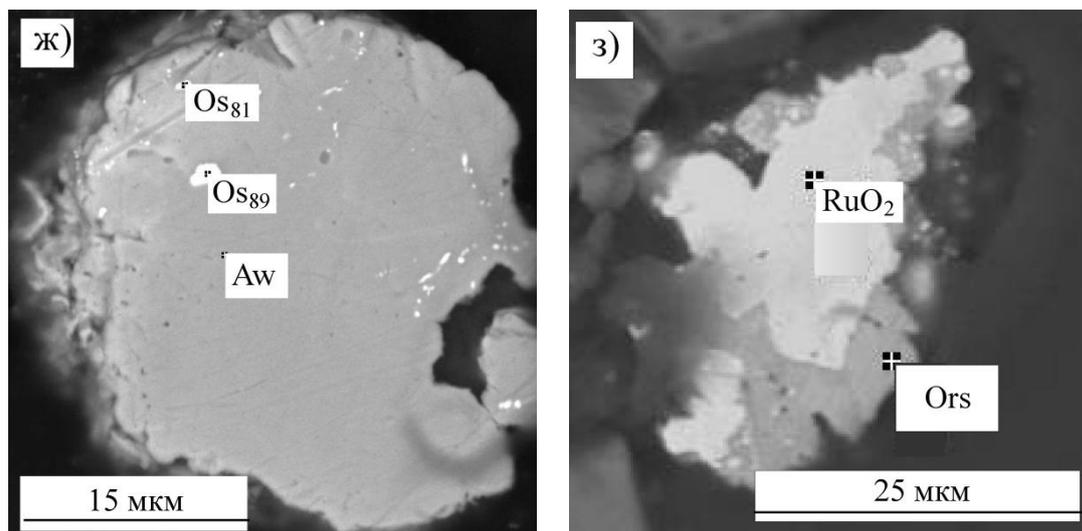


Рис. 6 Микрофотографии МПГ из хромититов Хушагольского участка.

а) ксеноморфное зерно твердого раствора Os-Ir-Ru, **б)** замещение твердого раствора Os-Ir-Ru ирарситом; **в)** замещение по трещинам и периферии зерна Os-Ir-Ru ирарситом, **г)** включение Os-Ir-Ru в хромшпинелиде, **д)** замещение лаурита ирарситом и руарситом; **е)** зерно лаурит-эрлихманита; **ж)** выделения «самородного» Os в аварите в форме эмульсовидных выделений; **з)** обрастание RuO₂ орселитом.
