

Никольская Н.Е.,
Казеннова А.Д.,
Николаев В.И.

ТИПОМОРФИЗМ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ХРОМШПИНЕЛИДА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМОВЫХ РУД



Москва 2021

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья им. Н.М.Федоровского» (ФГБУ «ВИМС»)

«Минеральное сырьё» № 42

Никольская Н.Е.,

Казеннова А.Д.,

Николаев В.И.

Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд



Москва, 2021

УДК 549.01:549.731.11:553.46

Н64 Никольская Н.Е., Казеннова А.Д., Николаев В.И. Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд. «Минеральное сырье» № 42. М.: ФГБУ «ВИМС», 2021. 238 с.

ISBN 978-5-6046868-4-3

В монографии представлено систематическое обобщение по химическому составу рудообразующих хромшпинелидов разных рудно-формационных и геолого-промышленных типов. На представительном аналитическом материале рассмотрены типохимические особенности рудообразующих хромшпинелидов 16 хромитоносных альпинотипных гипербазитовых массивов Урала и Сибири и 14 стратиформных базит-гипербазитовых интрузий Российской Федерации и Мира. По каждому из геологических объектов приведены данные о геологическом строении, хромитоносности и типохимизму хромшпинелидов. Выявлены специфические особенности химизма хромшпинелидов рудных объектов, локализованных в различных структурно-вещественных комплексах альпинотипных массивов и в разных типах стратиформных интрузий.

Анализы хромшпинелидов размещены на электронном носителе, прилагаемом к монографии.

Для широкого круга геологов, минералогов и геохимиков, занимающихся проблемами хромитоносности.

Журнал «Минеральное сырье» зарегистрирован Госкомитетом РФ по печати 20.01.98 г. Рег. № 017140.
Учредитель Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС).

Главный редактор – *профессор, доктор геол.-минер. наук Г.А. Машковцев*

ISBN 978-5-6046868-4-3

© ФГБУ «ВИМС», 2021 г.

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Общие сведения	7
Глава 2. Особенности состава рудообразующего хромшпинелида альпинотипных месторождений фанерозоя	23
Кемпирсайский массив	23
Хабарнинский массив	31
Халиловский массив	37
Верблюжьегорский массив	43
Первомайский массив	49
Восточно-Тагильский массив	55
Верх-Нейвинский массив	60
Ключевской массив	65
Олыся-Мусюрский и Синотвожский массивы	72
Войкаро-Сыньинский массив	77
Массив Рай-Из	99
Массив Сыум-Кеу	112
Калнинский массив	119
Оспино-Китойский массив	124
Агардагский массив	129
Сравнительный анализ типохимических характеристик рудообразующего хромшпинелида альпинотипных массивов	136
Глава 3. Особенности состава рудообразующего хромшпинелида стратиформных месторождений докембрия	144
Бушвельдский плутон (ЮАР)	145
Бураковско-Аганозерская интрузия (РФ)	153
Интрузия Большая Варака (РФ)	160
Интрузия Кеми (Финляндия)	164
Мончетундровская интрузия (РФ)	172
Интрузия Падос-Тундра (РФ)	180
Стиллиуотерская интрузия (США)	183
Интрузии Огненного Кольца (Канада)	184
Интрузия Кампо-Формозо (Бразилия)	196
Великая Дайка (Зимбабве)	201
Сарановская интрузия (РФ)	205
Интрузия Принц (Зимбабве)	211

Инtruзия Сукинда (Индия)	215
Инtruзии базит-гипербазитового пояса Наггихалли (Индия)	220
Сравнительный анализ типохимических характеристик рудообразующих хромшпинелидов стратиформных инtruзий	224
Заключение	232
Литература	234

Сокращения:

СВК – структурно-вещественный комплекс

Г – гарцбургитовый

ДГ – дунит-гарцбургитовый

ДВК – дунит-верлит-клинопироксенитовый

#Cr – Cr/(Cr+Al) хромистость

#Fe – Fe²⁺/(Mg+Fe²⁺) железистость

#Fe³⁺/Fe_{общ.} – Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) степень окисления железа

K_{корр.} – коэффициент корреляции

K_{вар.} – коэффициент вариации

ол – оливин

рп – ромбический пироксен

мп – моноклинный пироксен

хш – хромшпинелид

N – количество анализов

ВВЕДЕНИЕ

Хромовые руды являются ценным сырьем для металлургической, огнеупорной и химической промышленности. После распада Советского Союза и потери уникальных по запасам и качеству руд Кемпирсайских месторождений, отошедших Республике Казахстан, Российская Федерация испытывает резкий дефицит этого сырья. Дисбаланс между объемами потребления и добычи хромовых руд составляет более 50 %, что вынуждает импортировать недостающий объем руд из Казахстана и Турции. Поэтому первостепенная задача увеличения минерально-сырьевой базы хрома на ближайшие десятилетия – это поиск новых рудных объектов в промышленно-развитых районах страны.

Хромшпинелид является единственным промышленно ценным минералом, слагающим хромовые руды. Поэтому изучение его типоморфных особенностей является важнейшей задачей на всех стадиях геологоразведочных работ – от общих поисков до эксплуатационной разведки. Знания о составе хромшпинелидов позволяют правильно определить рудно-формационный и геолого-промышленный типы рудных объектов и, как следствие, оценить масштаб оруденения и выбрать рациональный комплекс геологоразведочных работ.

Помимо практических задач, изучение состава хромшпинелида важно для определения генезиса хромовых руд. Благодаря более сложному его составу по сравнению с сосуществующими силикатами, широким вариациям содержания основных компонентов при меняющихся физико-химических параметрах и большей термодинамической устойчивости, хромшпинелид выступает как минерал-индикатор среды минералообразования. В его составе зафиксированы такие сложные геологические процессы как кристаллизация эволюционирующей магмы, субсолидусный обмен с интерккумулясным расплавом, внедрение дополнительных порций расплава, пластичное течение гипербазитов в условиях верхней мантии, частичное плавление, субсолидусный обмен с сосуществующими силикатными минералами, собирательная перекристаллизация и, наконец, коровые метаморфические преобразования.

К настоящему времени накоплен обширный фактический материал по типохимизму рудообразующих хромшпинелидов разных рудно-формационных и геолого-промышленных типов месторождений хромовых руд. Главной целью представленной работы являлось выявление типохимических особенностей рудообразующих хромшпинелидов альпинотипных массивов и стратиформных интрузий, а также проведение их статистически обоснованного сравнительного анализа. Для этого решались следующие задачи: 1) сбор аналитических данных по составу рудообразующего хромшпинелида; 2) пересчет аналитических данных по единой методике; 3) статистическая обработка данных; 4) построение графиков, наиболее полно отражающих вариации состава хромшпинелида и корреляционные связи слагающих его компонентов; 5) типизация рудообразующего хромшпинелида по единой классификационной методике; 6) выявление характерных типохимических параметров для каждого из рудно-формационных и геолого-промышленных типов месторождений хромовых руд.

В первой главе даны общие сведения о хромшпинелиде, рудно-формационных и геолого-промышленных типах месторождений хрома, областях применения хромовых руд, распределении мировых запасов и ресурсов, а также методике обработки аналитических данных.

Во второй главе рассмотрены особенности состава рудообразующего хромшпинелида шестнадцати альпинотипных массивов, а в третьей – четырнадцати стратиформных интрузивов. Каждый геологический объект (альпинотипный массив или стратиформная интрузия) охарактеризован в едином ключе – краткое геологическое строение, хромитонность, типохимизм рудообразующего хромшпинелида. Генетические аспекты рудообразования оставлены за рамками этой работы.

В базе данных, прилагаемой к монографии, представлены результаты 10 764 анализов хромшпинелидов. Часть данных получены в результате многолетних работ ВИМСа на хромитонных массивах Урала, Западного Саяна, Тывы, Карелии, Кольского полуострова. Остальные данные заимствованы из отечественных производственных и тематических отчетов, диссертаций, монографий, статей, а также отчетов научно-исследовательских программ и частных зарубежных фирм, опубликованных на сайтах национальных геологических служб США, Канады, Индии и Финляндии.

Авторы выражают свою глубокую признательность кандидату геолого-минералогических наук Н.В. Вахрушевой (Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН) за многолетнее и плодотворное сотрудничество, доктору геолого-минералогических наук А.В. Уханову за ценные советы и консультации, а также кандидату геолого-минералогических наук Н.Н. Кононковой (Институт геологии и геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН) за высококачественный и оперативный анализ хромшпинелидов.

Глава 1. Общие сведения

Хром, двадцать четвертый химический элемент периодической системы, по своим геохимическим свойствам является сидерофильным элементом с переменной валентностью. В окислительных условиях земной коры и верхней мантии он имеет валентность 3^+ , в восстановительных условиях больших мантийных глубин проявляется валентность 2^+ , в исключительно редких случаях в природе встречается самородный хром (нулевая валентность). В сильно окислительных условиях под воздействием кислорода земной атмосферы, хром получает валентность 6^+ . Двухвалентный хром, благодаря близости своего ионного радиуса к ионному радиусу закисного железа, способен замещать Fe^{2+} в железо-магнезиальных силикатных минералах и, прежде всего, в оливинах алмазной фации глубинности. Трехвалентный хром также способен входить в железо-магнезиальные силикаты и алюмосиликаты – пироксены, гранаты, амфиболы, слюды и даже в полевые шпаты, но этой геохимической тенденции препятствует другая, более сильная, а именно способность трехвалентного хрома входить в структуру шпинели на место алюминия и окисного железа и образовывать собственную железо-хромовую минеральную фазу – хромшпинелид.

Хромшпинелиды представляют собой сложные оксиды с общей формулой AB_2O_4 . Они имеют кубическую сингонию и шпинелевый тип кристаллической решетки – кубическую упаковку анионов кислорода, между которыми в тетраэдрических (А) и октаэдрических (В) позициях располагаются катионы металлов. Элементарная ячейка хромшпинелидов состоит из 8 катионов в тетраэдрической позиции, 16 катионов в октаэдрической и 32 атомов кислорода. В хромшпинелидах с нормальной структурой двухвалентные катионы занимают тетраэдрическую позицию, а трехвалентные – октаэдрическую. Если эта закономерность нарушается, особенно в хромшпинелидах с повышенным содержанием окисного железа, структура становится инвертированной (или обращенной), частично или полностью. Хромшпинелиды главных промышленных типов относятся преимущественно к низкожелезистым и низкотитанистым разностям и имеют обычно нормальную структуру с общей формулой $(Mg, Fe)^{2+}(Cr, Al, Fe)^{3+}O_4$.

Вариации содержаний основных компонентов в природных шпинелях весьма существенны – Cr_2O_3 0–74 %, Al_2O_3 0–68 %, Fe_2O_3 0–70 % (в инвертированных разностях ряда хромит-ульвошпинель до 63 %), FeO 3–30 %, MgO 0–26 %, TiO_2 0–37 % [48]. Такая чрезвычайная изменчивость их химического состава обусловлена широкими изоморфными замещениями трехвалентных ($Cr \leftrightarrow Al \leftrightarrow Fe^{3+}$) и двухвалентных ($Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$) катионов. В низкожелезистых разностях шпинелей содержание таких примесных компонентов как TiO_2 , V_2O_5 , MnO , NiO , CoO , составляет сотые-первые десятки доли %, в высокожелезистых – их концентрации могут достигать первых %.

Единственным промышленно ценным минералом хрома является хромшпинелид, называемый в практике горного дела хромитом. Промышленный интерес представляют маложелезистые разновидности хромшпинелидов – собственно хромит, алюмохромит, хромпикотит с широким изоморфизмом хрома и алюминия – от богатых хромом (Cr_2O_3 65 %, Al_2O_3 8 %) до бедных хромом высокоглиноземистых разностей (Cr_2O_3 31 %, Al_2O_3 36 %) при ограниченном содержании Fe_2O_3 .

Качество хромовых руд определяется, главным образом, составом хромшпинелида и его содержанием в руде. По густоте вкрапленности руды делятся на две естествен-

ные группы – богатые и бедные, граница между которыми отвечает примерно 50 % содержания хромшпинелида.

Требованиями промышленности к качеству хромовых руд предусмотрена следующая формальная градация руд по густоте вкрапленности хромшпинелида: 90 % – сплошные, 70–90 % – густовкрапленные, 50–70 % – средневкрапленные, 30–50 % – редковкрапленные, 10–30 % – убоговкрапленные. Сплошные и густовкрапленные используются в сыром виде, более бедные – в виде концентратов.

В зависимости от состава хромшпинелида, определяющего возможности использования руд в различных отраслях промышленности, выделяются следующие промышленные типы хромовых руд:

1. **Металлургический** – высокохромистые руды, используемые также в других отраслях промышленности, потребляющих хромиты.
2. **Огнеупорный** – высокоглиноземистые низкохромистые руды.
3. **Химический** – среднехромистые руды повышенной глиноземистости и железистости, могут быть использованы в огнеупорной промышленности.

В металлургической промышленности хромовые руды используются для производства феррохрома, металлического хрома и легированных чугунов.

Феррохром используется для производства высокопрочных конструкционных, нержавеющих, жаропрочных, кислотоупорных, инструментальных и других видов специальных сталей. Широко применяются сплавы хрома с углеродом, кобальтом, никелем, кремнием, цинком, медью, молибденом, платиной.

Покрытие хромом стальных изделий (хромирование) повышает твердость, износостойчивость, сопротивление окислению. Хромирование придает большую отражательную способность зеркалам в рефлекторах, противодействует влиянию газовой среды. Широкое применение находят высокохромистые чугуны, содержащие 15–35 % хрома и отличающиеся жаропрочностью, хорошей химической стойкостью и высокими механическими свойствами. Также соединения хрома (хромового ангидрида) используют при изготовлении хромированной лакированной жести для консервной промышленности.

В огнеупорной промышленности хромовые руды и концентраты используются для изготовления высококачественных огнеупоров различного назначения, реже – в естественном состоянии (т. е. в виде кусков более или менее правильной формы), например, для выкладки задних стенок мартеновских печей, а также в качестве литейных формовок. Чаще используются изготовленные на их основе хромитовые и хромитомagneзитовые смеси с температурой плавления около 2000°С, стойкие к воздействию шлаков и способные сохранять при высоких температурах постоянство объема. Особенно ценны наиболее термостойкие и механически прочные хромитомagneзитовые огнеупоры – периклазошпинелидные изделия.

Литейные цеха металлургических заводов используют тонкий порошок хромовых руд и концентратов в виде водной пасты для облицовки литейных форм из кварцевого песка и глины. Применение хромитового порошка уменьшает пригорание отливок к формам, что позволяет отказаться от последующей обработки их поверхности.

В химической промышленности руды и концентраты используются преимущественно для производства хромпиков (двуххромовокислых солей натрия, реже калия), которые могут применяться в качестве конечных продуктов в различных отраслях промышленности (кожевенной, текстильной, лакокрасочной и др.), а также в качестве исходного сырья для производства всевозможных хромистых соединений и препара-

тов, главнейшими из которых являются квасцы (хромо-натровые и хромо-калиевые), хромовый ангидрид, оксид хрома и др.

Промышленные сорта хромовых руд регламентируются содержанием полезного компонента Cr_2O_3 , нормированных компонентов SiO_2 , FeO , $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и вредных примесей CaO , P_2O_5 , S разных уровней содержаний для разных промышленных типов. В рудах и концентратах металлургического типа содержание Cr_2O_3 – не менее 45 %, при $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ не менее 2,5, содержании SiO_2 не более 10 %, P и S не более 0,015 %. Химические среднехромистые руды должны содержать не менее 45 % Cr_2O_3 , не более 14,5 % FeO , не более 8 % SiO_2 . Огнеупорные руды используются при содержаниях Cr_2O_3 не менее 45 %, не более 14 % FeO , 8 % SiO_2 и 1,3 % CaO . В качестве огнеупорных, используются и среднехромистые руды с содержанием Cr_2O_3 33 %, но не более 8,5 % SiO_2 и 2 % CaO .

В структуре потребления хромитов промышленно развитыми странами 70–80 % составляет металлургическая промышленность, 10–15 % – огнеупорная, 10–15 % – химическая.

По разведанным запасам месторождения хромитов в РФ подразделяются на (млн т): 0,1 – мелкие, 0,1–1 средние, 1–10 крупные, 10–100 – весьма крупные, более 100 – уникальные.

Рудно-формационные и геолого-промышленные типы месторождений

Эндогенные месторождения хромовых руд связаны с двумя рудными формациями: стратиформной перидотит-пироксенит-габбро-норитовой в расслоенных интрузиях древних платформ; альпинотипной в базит-гипербазитовых массивах офиолитовой формации складчатых областей.

Формации отличаются временем формирования, положением в структуре земной коры, условиями образования, морфологией и параметрами оруденения, составом руд, определяющим их промышленную ценность, закономерностями локализации – относительно простыми для первой и чрезвычайно сложными для второй, а также составом рудообразующего хромшпинелида. Специфика состава хромшпинелидов обеих формаций определяет их промышленное использование.

Месторождения этих формаций имеют основное промышленное значение и заключают более 97 % мировых запасов, при этом более 86 % заключены в стратиформной формации.

Основными геолого-промышленными типами месторождений хрома являются стратиформный и альпинотипный [25]. Стратиформные месторождения относятся к стратиформной перидотит-пироксенит-габброноритовой формации расслоенных интрузий древних платформ и обеспечивают свыше 72 % мировой добычи руд. Альпинотипные (подиформные) месторождения представлены рудной формацией в альпинотипных массивах складчатых областей, в которых заключены около 10 % мировых запасов.

Стратиформные месторождения локализованы в расслоенных интрузиях древних докембрийских платформ (щитов). По составу пород в разрезе интрузива снизу вверх выделяются четыре зоны: 1) Базальная (гипербазитовая), сложенная дунитами, перидотитами, пироксенитами; 2) Критическая – пироксенитами и габброноритами; 3) Главная – габброноритами и анортозитами; 4) Верхняя – габбро и диоритами. Зоны расчленяются на несколько горизонтов мощностью в десятки-первые сотни метров, каждый горизонт, в свою очередь, состоит из многочисленных слоев переменной мощности. Наиболее контрастными по набору слоев являются Критическая и Верхняя зоны. От подошвы к кровле интрузивов закономерно меняется состав пород – с уменьшением основности увеличивается их железистость. Те же тенденции характерны для

силикатных минералов и акцессорного хромшпинелида. Для пород характерны кумулятивные структуры с идиоморфным хромшпинелидом, пойкилитически включенным в пироксен или плагиоклаз, и ритмичнополосчатые текстуры.

Хромовое оруденение приурочено к нижним зонам – Базальной и Критической. Рудоносные зоны, мощностью в сотни метров, состоят из рудных горизонтов, в которых пласты хромититов чередуются с безрудными породами. Рудные пласты обычно залегают на контакте разных пород, часто выполняя роль маркирующих горизонтов. Распределение хромшпинелида в рудных пластах может быть симметричным, когда центральные части рудного пласта сложены более богатыми рудами по сравнению с краевыми, и асимметричным, когда сплошные руды в основании пласта вверх по разрезу сменяются вкрапленными с постепенным переходом к вмещающим породам. Руды обладают тонкозернистой структурой – размеры рудного хромшпинелида составляют десятки микрон-долей миллиметра, редко достигая 1–2 мм. Силикатные минералы руды представлены оливином, клино-, ортопироксеном и плагиоклазом.

По положению рудоносных интрузий в структурах щитов, их форме, типам макро-расслоенности составу рудовмещающих пород, положению оруденения в разрезе, параметрам рудных тел, типоморфным особенностям рудных хромшпинелидов выделяются три типа интрузий и связанных с ними месторождений.

1 тип. Месторождения в лополитообразных интрузиях, расположенных в центральных частях устойчивых кратонов (Бушвельд, Бураковско-Аганозерское), в зонах трансрегиональных разломов (Великая Дайка) и шовных (рифтогенных) структурах, разделяющих крупные блоки щитов (Большая Варака). Возраст интрузий – 2,0–2,45 млрд лет. Интрузии четко дифференцированы, в разрезе выделяются три серии – гипербазитовая, переходная и базитовая. В сериях отмечаются несколько ритмов, проявлена скрытая расслоенность. Оруденение локализуется преимущественно в нижней гипербазитовой части разреза интрузии и представлено многочисленными горизонтами (пластами) хромититов, выдержанными по мощности (от первых сантиметров до первых десятков метров, в среднем первые метры) и простирацию (от первых километров до сотен километров). Содержание Cr_2O_3 колеблется от 22 % до 46 %, Cr/Fe – от 1,5 (Аганозерское) до 3,9 (Великая Дайка). В средней части разреза проявлено платинометалльное оруденение, выше по разрезу – титанованадиевое и титаномагнетитовое. Масштаб оруденения зависит от размеров интрузий. Запасы и ресурсы – от уникальных до крупных (месторождения Бушвельда в ЮАР; Великая Дайка в Зимбабве; Аганозерское и Большая Варака в РФ). Руды огнеупорные и металлургические.

2 тип. Месторождения в пластообразных, преимущественно крутопадающих интрузивных телах с возрастом 2,7 и 2,2–2,45 млрд лет. Интрузии локализованы в краевых частях позднеархейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов, сложенных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, часто с железорудными формациями в разрезе. Тела вытянуты по простирацию от первых километров до десятков километров при небольшой мощности от первых сотен метров до первых километров, соотношение длины к ширине (7–30):1. В составе интрузий выделяются три ритмично расслоенные серии: гипербазитовая, переходная и базитовая с неоднозначно проявленной скрытой расслоенностью. Оруденение локализовано в гипербазитовой серии – дунитах и перидотитах (гарцбургитах) и представлено пластообразными телами (горизонтами) хромититов, выдержанными по простирацию и мощности. Длина – первые десятки километров, мощность – от первых десятков сантиметров до десятков метров. Количество рудных горизонтов – от 1 до 5. Содержание Cr_2O_3 – 27 % до 46 % (преобладают 35–40 %), Cr/Fe 1,2–3,2 (в среднем 1,7).

Руды преимущественно металлургические. Масштаб месторождений – от крупных до средних. Примерами месторождений этого типа являются Огненное Кольцо (Канада); Кеми (Финляндия); Ипуэро-Медрато, Бакури, Кампо-Формозо (Бразилия); Стиллуотер (США). Особое положение занимает Сарановское месторождение позднепротерозойского возраста.

3 тип, выделенный в 2008 г. М. Прендергастом [73], представлен месторождениями в небольших маломощных лентовидных интрузиях (силлах), залегающих в корневых частях раннеархейских зеленокаменных поясов. Тела длиной первые сотни метров – первые километры (редко) и мощностью первые сотни метров, залегают согласно с вмещающими толщами и часто сгруппированы в пояса. Породы, слагающие интрузии, представлены метадунитами, метагарцбургитами, редко в верхней части сохраняются пироксениты и габбро. Оруденение локализовано в гипербазитовых частях разреза. Рудные тела лентовидной, линзообразной и неправильной формы, как правило, в каждом теле выделяются несколько сближенных рудных тел. Длина – от первых десятков до первых сотен метров, мощность 1–25 м, часто не выдержаны по мощности и простираению. Содержание Cr_2O_3 колеблется от 27% до 52% (преобладает 40%), Cr/Fe – 1,9–3,6. Руды металлургические. Примерами месторождений этого типа являются Сукинда (Индия), Андриамена (Мадагаскар), Наггихалли (Индия), Принц (Зимбабве), проявления Гренландии.

Альпинотипные (подиформные) месторождения локализованы в альпинотипных массивах складчатых областей. Альпинотипные базит-гипербазитовые комплексы являются неотъемлемой частью офиолитового разреза, слагая его основание. Базиты рассматриваются как продукты парциальных выплавок мантии, а гипербазиты – как мантийный рестит. Офиолиты формируются в участках земной коры океанического типа и локализуются в глобальных структурно-тектонических складчатых поясах в виде тектонических покровов (аллохтонов), образовавшихся при горизонтальном перемещении пластин океанической коры в зонах взаимодействия литосферных плит. Сохранность и полнота разреза офиолитов связаны с интенсивностью орогенных процессов и возрастом их стабилизации на континентальных окраинах.

Офиолитовые комплексы формируются на всем протяжении геологической истории Земли – от архея до современности. Допалеозойские офиолиты в силу многократных преобразований в современных структурах проявлены фрагментами поясов в складчатых областях и на щитах платформ. Фанерозойские офиолиты локализованы в глобальных складчатых поясах, проходящих через континентальные плиты или по их окраинам – Аппалачском и Урало-Монгольском (PZ), Карибско-Альпийско-Гималайском (MZ), Циркум-Тихоокеанском (KZ). Наиболее молодые палеогеновые офиолиты развиты в островных дугах Тихого океана.

Хромовое оруденение присутствует во всех возрастных группах альпинотипных гипербазитов, включая молодые гипербазиты срединно-океанических хребтов, откуда драгировались обломки хромитов.

Подиформные месторождения в альпинотипных массивах чрезвычайно разнообразны, что, в первую очередь, связано со сложной морфологией рудных тел, высокой изменчивостью их мощностей и содержания Cr_2O_3 в рудах.

Обобщенная модель хромитоносного массива, предложенная в 90-х годах прошлого столетия полярноуральскими геологами [35, 38] и взятая за основу авторами, включает шесть структурно-вещественных комплексов (СВК): лерцолитовый; гарцбургитовый; дунит-гарцбургитовый; верлит-дунитовый; дунит-верлит-клинопироксенитовый; габбронорит-троктолитовый.

Структурно-вещественные комплексы (СВК) – это естественные ассоциации гипербазитов, структурные и вещественные характеристики которых отражают условия их формирования в определенной геодинамической обстановке. Лерцолитовый, гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый СВК обычно относят к мантийным гипербазитам, полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый и габбронорит-троктолитовый – к коровым. Верлит-дунитовый СВК авторы рассматривают как нижнюю часть дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого комплекса. Альпинотипные массивы могут включать от одного до трех комплексов (СВК) мантийных гипербазитов.

Лерцолитовый СВК является наиболее ранним в гипербазитовых массивах лерцолитового типа (массивы Крака, Нурали, Миндяк на Южном Урале). Комплекс представлен шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами и их плагиоклазсодержащими разностями. Характерными чертами лерцолитового СВК являются: преобладание лерцолитов; высокое содержание пироксенов в гарцбургитах (25–35 %); обогащенность лерцолитов и гарцбургитов глиноземом и окисью кальция; высокие содержания глинозема и окиси хрома в ортопироксене и клинопироксене; повышенные содержания натрия в клинопироксене (до 0,77%); низкая хромистость аксессуарных хромшпинелидов (изменяется в широких пределах – от 0,13 в слабоистощенных лерцолитах до 0,44 в плагиоклазовых лерцолитах и гарцбургитах).

Гарцбургитовый СВК сложен двумя разновременными ассоциациями пород – ранней, представленной грубополосчатыми гарцбургитами с 20–35 % пироксенов (неистощенная литофильными компонентами разновидность), и поздней, включающей дуниты, клинопироксениты, вебстериты и хромититы с глиноземистым хромшпинелидом. Формирование двух ассоциаций комплекса происходило в разные этапы, отличающиеся характером высокотемпературных деформаций и вещественного преобразования гипербазитов. Полосчатость гарцбургитов по результатам структурных исследований рассматривается как результат самой ранней фазы высокотемпературных пластических деформаций, которые отразились в послойном пластическом течении породы. Второй этап выразился в смятии полосчатых гарцбургитов в крупные желобовидные складки-синформы, в приосевых участках и флексурных осложнениях которых образовались зоны сколовых напряжений. По этим зонам в процессе метаморфической дифференциации и, частично, локального плавления сформировалась комплементарная серия пород-дифференциатов – дунитов, пироксенитов и хромититов. Дунитовые тела штокообразной и неправильной линзовидной формы часто окружены ореолами пересекающихся прямолинейных жилоподобных тел дунитов и жил пироксенитов.

Характерными чертами гарцбургитов гарцбургитового СВК являются: высокое содержание нормативных пироксенов (20–35 %); повышенное содержание глинозема, хрома и окиси кальция; повышенные концентрации глинозема в энстатите и диопсиде; низкая хромистость хромшпинелида. Дуниты гарцбургитового СВК по ряду особенностей (железистости оливина, низкой хромистости хромшпинелида) наследуют состав неистощенных гарцбургитов.

Со вторым этапом связано образование хромовых руд глиноземистого магнезиального типа. Оруденение представлено бедными и богатыми рудами, различающимися по текстурно-структурным особенностям, параметрам рудных тел и условиям локализации. Бедные руды приурочены к апофизам крупных дунитовых тел и средним дунитовым телам. Они слагают линзовидные тела мощностью от первых до десятков метров, протяженностью от десятков до сотен метров и представлены преимущественно убого-редковкрапленными разностями. Преобладают струйчато-полосчатые и вкрапленные текстуры. Богатые руды локализованы в крупных зонах деформаций,

пространственно связанных с крупными дунитовыми телами. Рудные тела линзовидной, уплощенно-линзовидной и неправильной формы имеют резкие контакты, мощность – от первых до десятков метров, протяженность – от десятков до сотен метров. Руды, представленные средне-густовкрапленными и сплошными разностями, отличаются большим текстурным разнообразием – массивной, вкрапленной, пятнистой, орбикулярной, нодулярной текстурами. Оруденение этого типа широко представлено в Войкаро-Сыньинском массиве (Полярный Урал). Месторождения гарцбургитового СВК относятся к мелким по запасам, руды являются глиноземистыми и используются в огнеупорной промышленности.

Дунит-гарцбургитовый СВК сложен в разной степени истощенными гарцбургитами, разнообразными морфологическими типами дунитов, пироксенитами, габбро и высокохромистыми хромититами. В формировании комплекса, как и в гарцбургитовом СВК, выделяются два этапа. С первым связано образование истощенных гарцбургитов (15–25 % пироксенов) с развитой полосчатостью и минеральной уплощенностью. Второй этап характеризуется смятием гипербазитов в крупные складки, появлением связанных со складчатостью многочисленных зон сколово-пластичных деформаций, по которым происходило последующее истощение гарцбургитов (10–20 % пироксенов) и образование пород второго этапа, в основном представленных дунитами.

Штокообразные дунитовые тела размером до 3–4 км, окруженные сложно построенной ассоциацией гарцбургитов со шлировыми и шлирово-полосчатыми выделениями дунитов, сформировались в ядерных частях крупных складчатых структур на участках наиболее интенсивного проявления сколово-пластичных деформаций и деплетирования гарцбургитов. В крупных дунитовых телах сохраняются реликтовые участки гарцбургитов с полосчатостью и минеральной уплощенностью, что подтверждает образование дунитов по гарцбургитовому субстрату. На удалении от крупных дунитовых тел среди гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов встречаются тела дунитов меньшего размера: от десятков до сотен метров. Шлировые дунитовые выделения занимают секущее положение к полосчатости гарцбургитов, а их переход к гарцбургитам является постепенным за счет увеличения количества пироксена. Количество шлировых, шлирово-полосчатых выделений дунитов в гарцбургитах уменьшается в стороны от крупных дунитовых тел от 30–50 % и более до первых процентов на удалении.

Полосовидные и линзовидные дуниты локализируются на крыльях крупных складчатых структур и вытянутых линейных зонах, отходящих от крупных дунитовых тел. Полосы дунитов обычно ориентированы вдоль структурных элементов гарцбургитов. По падению они согласны с полосчатостью гарцбургитов или секут ее под острым углом. Мощность линзовидных и полосовидных тел дунитов варьирует от сантиметров до нескольких метров, протяженность достигает десятков и сотен метров. Полосы гарцбургитов между дунитами превышают по мощности тела дунитов в несколько раз. Чередование дунитов и гарцбургитов создает грубополосчатое, шлирово-полосчатое строение. Количество дунитовых выделений в гарцбургитах варьирует от 5–10 % до 30 % и более.

Важным структурным элементом, отсутствующим в гарцбургитовом СВК, является линейность, которая фиксирует интенсивное пластическое течение вещества. Шлировая, шлирово-полосчатая форма дунитовых выделений и постепенные переходы между дунитами и гарцбургитами указывают на более высокотемпературные условия позднего этапа формирования дунит-гарцбургитового СВК по сравнению с гарцбургитовым СВК.

Типоморфными чертами гипербазитов дунит-гарцбургитового СВК являются: низкое содержание пироксенов (10–20 % во внутренних частях и 15–25 % во внешних частях разреза комплекса); крайняя обедненность пироксенов глиноземом, натрием и хромом; высокая хромистость хромшпинелида; рост степени истощения гарцбургитов в направлении от периферии комплекса к крупным дунитовым телам и в протяженных зонах, обогащенных дунитами.

С дунит-гарцбургитовым комплексом пространственно и генетически связано бедное и богатое оруденение высокохромистого магнезиального типа в дунитах.

Бедные руды локализованы в центральных частях крупных дунитовых тел и в средних дунитовых телах. Они слагают штоки, линзы и шлиры шириной до первых десятков метров и длиной от первых десятков до первых сотен метров. Преобладают убого-редковкрапленные разности со шлирами средне-густовкрапленных и сплошных. Текстуры полосчатые, струйчато-полосчатые, шлировые, вкрапленные и массивные. Контакты с вмещающими породами чаще постепенные. Примерами этого типа являются: месторождение Геофизическое XII на Кемпирсайском массиве, рудопроявления Полойшорское на массиве Рай-Из и Кечпельские I-е и II-е, Косшорское, Лаптапайское II-е Войкаро-Сыньинского массива.

Богатые руды, приуроченные к крупным зонам деформаций и пространственно связанные с крупными и средними дунитовыми телами, представлены густовкрапленными и сплошными разностями. Этот тип характеризуется самым высоким качеством руд и изменчивыми параметрами рудных залежей: мощность – от первых метров до 150 метров, протяженность – от десятков метров до 2 км. Характерными чертами рудных залежей являются: дискретный, ступенчатый характер локальных контактов; наличие рудной полосчатости и интратрудных дунитов; высокая изменчивость морфоструктурных параметров – линзовидная, неправильная столбообразная, штокообразная, жильная форма рудных тел и массивная, нодулярная, вкрапленная, пятнистая, полосчатая текстуры. Примерами являются: месторождения Миллионное, Алмаз-Жемчужина, Молодежное Кемпирсайского массива и месторождение Западное массива Рай-Из; рудопроявление Енгайское IV массива Рай-Из и рудопроявления Аркашорское, Дембовского Войкаро-Сыньинского массива.

Смешанные богатые и бедные руды локализованы в апофизах крупных и средних дунитовых тел, переходящих в линейные зоны среди гарцбургитов. Они слагают линзовидные, уплощенно-линзовидные, столбообразные и штокообразные тела как с убого-редковкрапленным, так и средне-густовкрапленным, сплошным оруденением. Мощность рудных тел варьирует от первых до десятков метров, протяженность – от десятка до сотен метров. Примерами этого типа являются месторождение Центральное массива Рай-Из и рудопроявления Пайты, Западно-Лаптапайское, Хойлинское, Хойлинское I и II Войкаро-Сыньинского массива.

Месторождения дунит-гарцбургитового СВК по масштабу – от мелких до уникальных, руды – металлургического типа.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК располагается между породами гарцбургитового или дунит-гарцбургитового СВК и вышележащими габброидами. Нижняя часть комплекса сложена клинопироксенсодержащими дунитами, часто называемыми краевыми. Дуниты слагают вытянутые согласно контактам массива крупные тела протяженностью до нескольких десятков километров и мощностью до 1,5–3,0 км. В дунитах отмечаются шлировые выделения и отдельные маломощные тела верлитов неправильной и угловатой формы. Выше по разрезу их объем увеличивается, а мощность отдельных тел достигает 100–150 м. Крупные тела верлитов пересекаются разноори-

ентирированными жилоподобными телами дунитов и жильными клинопироксенитами. Границы дунитов и верлитов постепенные. По мере приближения к контакту с габбровым комплексом количество жил клинопироксенитов и содержание клинопироксена в верлитах увеличиваются. В верхах комплекса присутствуют различные по форме и размерам тела габброидов. Зона контакта гипербазитов с габброидами имеет меланжеподобный облик.

Среди вышележащих габброидов встречаются линзовидные тела гипербазитов, ориентированные согласно с простираем пород дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. Крупные линзовидные тела гипербазитов в этом случае имеют симметричное строение: центральная часть сложена дунитами, периферия – верлитами и клинопироксенитами. В мелких телах дунитовое ядро отсутствует, они сложены верлитами, окруженными клинопироксенитами.

В разрезе полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса в направлении в сторону габброидов отмечается постепенное увеличение железистости пород.

Подавляющая часть месторождений и рудопроявлений в дунит-верлит-клинопироксенитовом СВК приурочена к краевым дунитам. Преобладают убого-редковкрапленные руды с шлировой, полосчатой, струйчато-полосчатой и вкрапленной текстурами и содержанием Cr_2O_3 6–15 %. Форма рудных тел линзовидная, полосовидная, реже гнездообразная, неправильная. Мощность колеблется от первых метров до первых десятков метров, протяженность – от десятков метров до 1200 м. Рудообразующий хромшпинелид мелко-тонкозернистый. Из-за низких содержаний Cr_2O_3 в рудах, небольших размеров рудных тел и, нередко, высокой железистости хромшпинелида оруденение данного СВК имеет небольшое промышленное значение. Примерами рудных объектов этого типа являются месторождения Светлогорское, Ревдинское, Козловское Ключевского массива, 5/I, 5/II Хабарнинского массива, Нижне-Александровское и Щитовское Верх-Нейвинского массива и ряд рудопроявлений Войкаро-Сынинского массива.

Габбронорит-троктолитовый СВК залегает выше полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового СВК или непосредственно контактирует с мантийными перидотитами. В его составе преобладают оливиновые габбро, битовнитовые габбро-нориты, диопсид-анортитовые габбро, реже встречаются тылаиты, анортозиты, пегматоидные разности габброидов, а в основании залегают преимущественно троктолиты.

Хромитовые тела приурочены к троктолитам и представлены линзами протяженностью до первых десятков метров. Рудные хромшпинелиды низкохромистые. Рудные объекты промышленного интереса не представляют.

Методика обработки данных

Для характеристики особенностей состава рудообразующих хромшпинелидов использованы 10764 анализа из шестнадцати альпинотипных массивов и четырнадцать стратиформных интрузий (табл. 1.1). Аналитические данные по отдельным объектам характеризуются разной представительностью – от первых десятков анализов до первых тысяч. Поэтому оценка состава, типохимических и статистических параметров хромшпинелидов, представленных немногочисленными анализами для таких объектов как Великая Дайка, Большая Варака, Олыся-Мусюрский и Кампо-Формозо, является приблизительной.

Количество анализов хромшпинелидов месторождений альпинотипного и стратиформного формационных типов примерно сопоставимо – 5321 и 5443 соответственно, что позволяет провести сравнение их состава на достоверном уровне.

Таблица 1.1

Список хромитоносных массивов и интрузий с количеством анализов и методом определения состава хромшпинелидов

№ п/п	Массив	Формационный тип	Количество анализов	Метод определения
1	Кемпирсайский	альпинотипный	374	зонд+химия
2	Хабарнинский	альпинотипный	125	зонд
3	Халиловский	альпинотипный	86	зонд
4	Верблюжьегорский	альпинотипный	204	зонд
5	Первомайский	альпинотипный	244	зонд
6	Восточно-Тагильский	альпинотипный	34	зонд
7	Верх-Нейвинский	альпинотипный	34	зонд
8	Ключевской	альпинотипный	291	зонд
9	Олыся-Мусюрский	альпинотипный	22	зонд
10	Синотвожский	альпинотипный	34	зонд
11	Войкаро-Сыньинский	альпинотипный	1402	зонд
12	Рай-Из	альпинотипный	1356	зонд+химия
13	Сыум-Кеу	альпинотипный	259	зонд+химия
14	Калнинский	альпинотипный	374	зонд
15	Оспино-Китойский	альпинотипный	97	зонд
16	Агардагский	альпинотипный	385	зонд
17	Большая Варака	стратиформный	22	зонд
18	Бураковско-Аганозерская	стратиформный	121	зонд
19	Бушвельд	стратиформный	311	зонд
20	Великая Дайка	стратиформный	11	химия
21	Кампо-Формозо	стратиформный	50	зонд
22	Кеми	стратиформный	114	зонд
23	Мончетундровская	стратиформный	147	зонд
24	Огненное кольцо	стратиформный	3731	зонд
25	Падос-Тундра	стратиформный	28	зонд
26	Сарановская	стратиформный	112	химия
27	Стиллуотерская	стратиформный	262	зонд+химия
28	Сукинда	стратиформный	83	зонд
29	Принц	стратиформный	138	зонд
30	Наггихалли	стратиформный	313	зонд

Подавляющее количество состава хромшпинелида представлено микрозондовыми анализами. Состав хромшпинелида Кемпирсайского и Райизского массивов определялся микрозондовым и химическим методами, Сарановской интрузии и Великой Дайки – только химическим. Для привлечения данных, полученных химическим методом, было проведено их сравнение с зондовыми анализами по одним и тем же рудным объектам (месторождение Центральное и Юго-Западные рудопроявления массива Рай-Из, месторождения Главного рудного поля Кемпирсайского массива). Полного совпадения результатов нет, так как для анализа использовался разный ка-

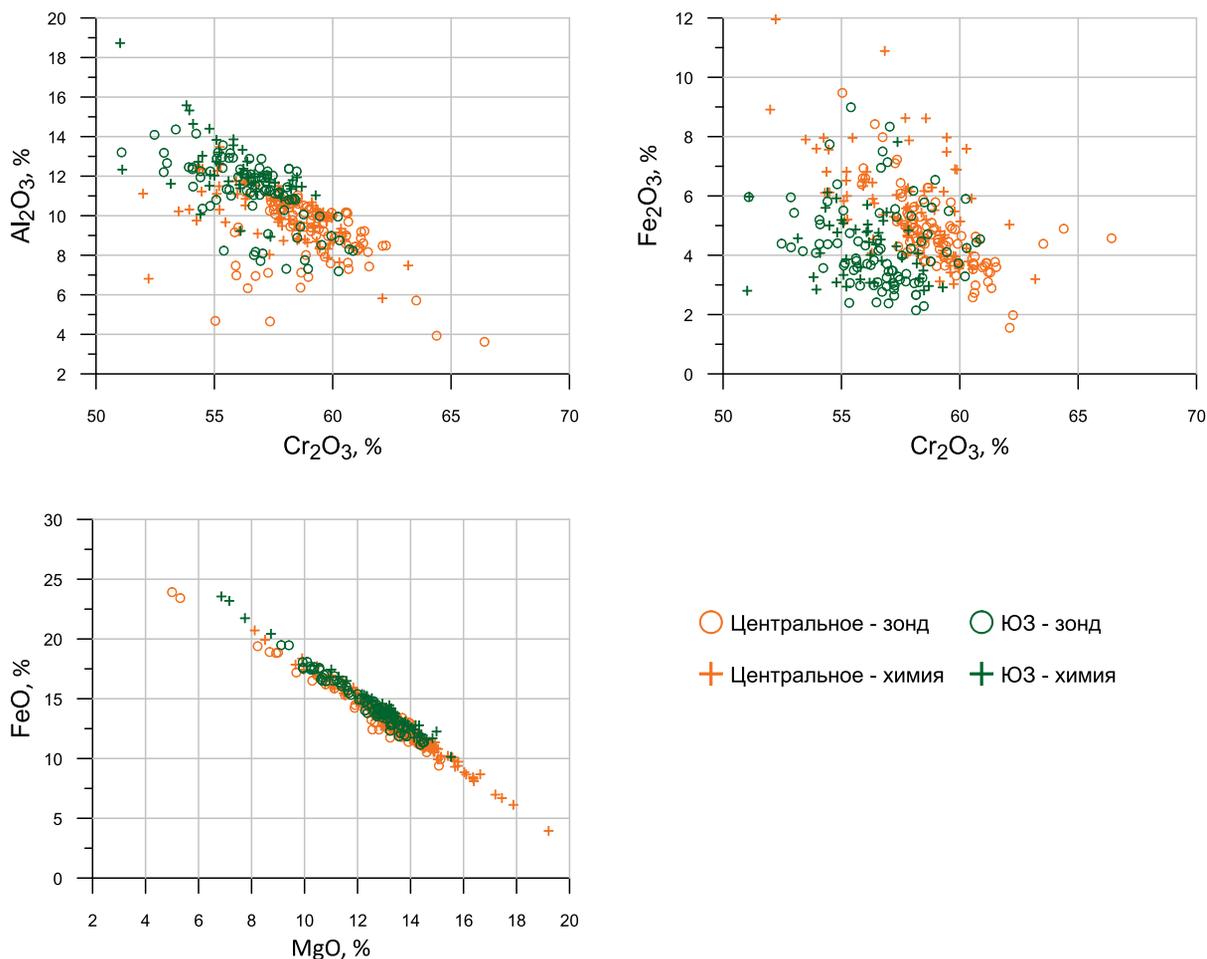


Рис. 1.1. Сравнение результатов химических и микрозондовых анализов рудообразующего хромшпинелида месторождения Центрального и Юго-Западных рудопроявлений (ЮЗ) массива Рай-Из

менный материал. В целом сравнение результатов анализов, полученных разными методами, показало их хорошую сходимость (рис. 1.1).

Пересчет на атомный состав хромшпинелидов проводился по единой методике. При зондовом анализе все железо представляется в закисной форме ($\text{FeO}_{\text{общ.}}$) и для его разделения $2/3$ разницы между молекулярными количествами двух- и трехвалентных элементов при пересчете присваивались закисному железу, а $1/3$ — окисному. В химических анализах содержание окисного железа умножалось на $0,9$ и суммировалось с закисным железом с получением $\text{FeO}_{\text{общ.}}$, далее расчет проводился по стандартной методике. На основе полученного атомного количества, приведенного к единице, рассчитывались следующие типохимические характеристики: хромистость ($\#Cr$) — $Cr/(Cr+Al)$, железистость ($\#Fe$) — $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$, степень окисления железа ($\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ.}}$) — $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$, отношения Cr^{3+} , Al^{3+} и Fe^{3+} к их суммам использовались для построения тройных диаграмм и определения минеральной разновидности хромшпинелида.

Для графического представления состава использовались частотные гистограммы основных компонентов и типохимических характеристик для первичных и метаморфизованных рудообразующих шпинелей. Реперными компонентами для разделения рудообразующих хромшпинелидов на первичные и метаморфизованные являются содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Первый компонент активно выносится из шпинели и фиксируется в составе хлорита при «хлоритизации» руд, второй — замещает как Cr_2O_3 , так и Al_2O_3 при изменившихся окислительно-восстановительных условиях. Граница между

первичными и метаморфизованными шпинелями фиксируется резким падением (градиентом) частоты встречаемости для каждого из этих компонентов. Как будет показано в следующих главах, для Al_2O_3 она отвечает примерно 4–6 %, а для Fe_2O_3 – 6 % для альпинотипных и 8 % для стратиформных хромшпинелидов.

Бинарные диаграммы позволяют выявить характер связей (или их отсутствие) между компонентами, сравнить состав хромшпинелида из разных СВК альпинотипных массивов и рудных пластов стратиформных интрузий, занимающих разное стратиграфическое положение. Для части объектов из построения исключались высокожелезистые метаморфизованные шпинели, которые сильно нивелировали установленные связи между компонентами.

В качестве классификационной использована наиболее популярная у отечественных минералогов тройная вариационная диаграмма Н.В. Павлова (1968), в основу которой положена атомарная структура хромшпинелидов. Она представляет собой развернутую трехгранную призму, соотношение Cr, Al, Fe^{3+} в которой выражается проекцией фигуративных точек состава на основание призмы, а соотношение Mg и Fe^{2+} – проекцией этих же точек на ближайшую грань.

При сравнении типохимизма альпинотипных и стратиформных хромшпинелидов использованы гистограммы, бинарные и тройная диаграммы основных компонентов.

Нередко в публикациях использование таких характеристик состава хромшпинелидов как хромистые, глиноземистые, железистые, магнезиальные не подтверждаются какими-либо числовыми параметрами. Поэтому неясно, какой диапазон содержания основных компонентов стоит за этими характеристиками и как, например, называть шпинель с высоким содержанием глинозема – низкохромистой или глиноземистой, а шпинель с высокими концентрациями оксида магния – магнезиальной или низкожелезистой. На основе обширного фактического материала предпринята попытка «оцифровки» этих характеристик состава с привлечением частотных гистограмм показателей $\#Cr$ и $\#Fe$ (рис. 1.2).

На частотной гистограмме показателя $\#Cr$ с шагом 0,2 все значения разделились на три класса: $<0,6$ – низкохромистые (глиноземистые); $0,6-0,8$ – среднехромистые; $>0,8$ – высокохромистые. Частотная гистограмма показателя $\#Fe$ с тем же шагом также показала деление на три класса: $<0,4$ – низкожелезистые (магнезиальные); $0,4-0,6$ – среднежелезистые; $>0,6$ – высокожелезистые. Гистограмма показателя $\#Fe$ с шагом 0,1 позволила уточнить интервал железистых хромшпинелидов – $0,4-0,7$ (рис. 1.2).

Диапазоны содержания основных компонентов хромшпинелидов, соответствующие разным классам показателей $\#Cr$ и $\#Fe$, представлены в табл. 1.2 и на рис. 1.3, 1.4.

Таблица 1.2

Диапазоны содержания основных компонентов хромшпинелидов в зависимости от характеристики состава

Класс	$\#Cr$	$Cr_2O_3, \%$	$Al_2O_3, \%$
Высокохромистый	$>0,8$	>62	<8
Среднехромистый	$0,6-0,8$	$42-62$	$8-22$
Низкохромистый (глиноземистый)	$<0,6$	<42	>22
Класс	$\#Fe$	$FeO, \%$	$MgO, \%$
Низкожелезистый (магнезиальный)	$<0,4$	<14	>14
Среднежелезистый	$0,4-0,6$	$14-26$	$6-14$
Высокожелезистый	$>0,6$	>26	<6

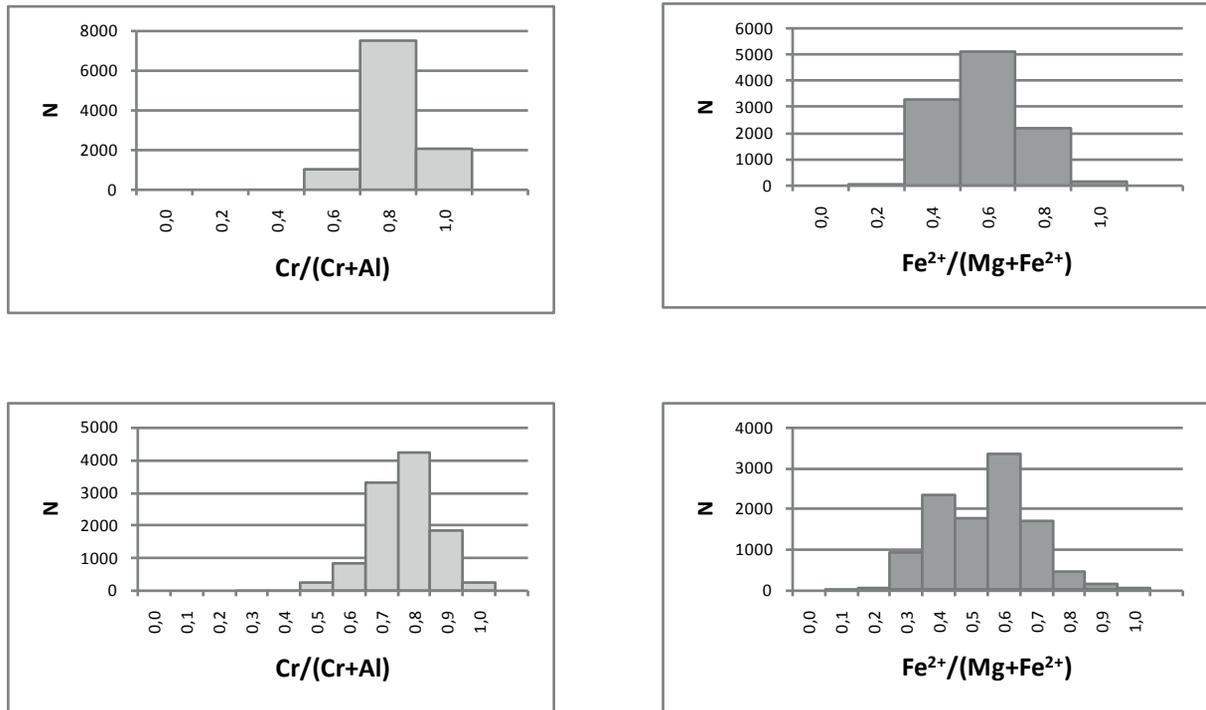


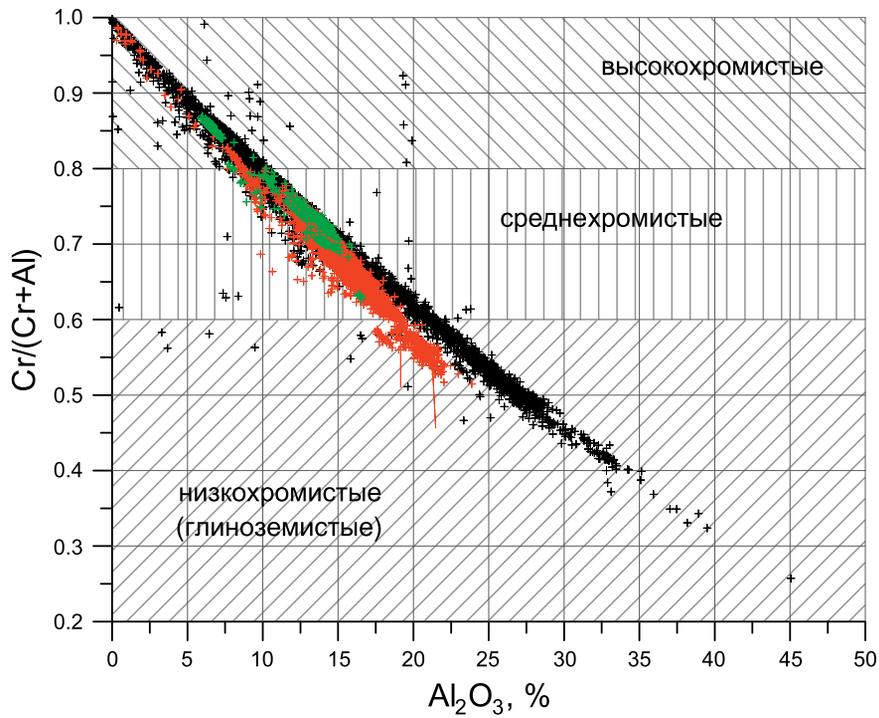
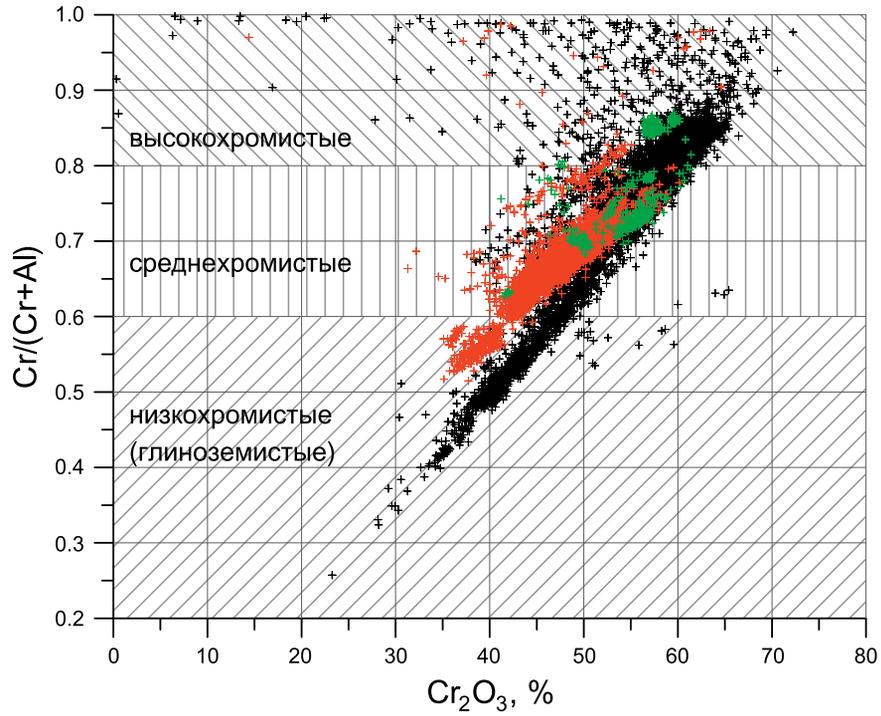
Рис. 1.2. Частотные гистограммы #Cr и #Fe рудообразующего хромшпинелида альпинотипных и стратиформных месторождений

Разброс содержания Cr_2O_3 при одном и том же показателе #Cr для альпинотипных и стратиформных хромшпинелидов может достигать 8–10%, Al_2O_3 – 5%. При этом стратиформные шпинели содержат меньшие концентрации этих компонентов по сравнению с альпинотипными, одновременно являясь более железистыми.

Самые высокие параметры показателя #Cr (>0,9) относятся, в основном, к шпинелям с высокими концентрациями окисного и закисного железа, в которых содержание Cr_2O_3 и Al_2O_3 может быть совсем незначительным (рис. 1.5). Поэтому использование #Cr без данных о содержании железа или показателя #Fe может привести к ошибочной интерпретации состава хромшпинелида.

База данных состава рудообразующего хромшпинелида, созданная нами на платформе Excel, состоит из двух блоков (файлов) – альпинотипных хромшпинелидов и стратиформных хромшпинелидов. Все блоки имеют одинаковую структуру: название массива (интрузии) → название рудного объекта → номер образца → состав хромшпинелида → типохимические характеристики → источник данных → примечание. Объем базы составляет 2,38 Мб.

В следующих главах рассмотрен химизм рудообразующих шпинелей месторождений и рудопроявлений двух геолого-промышленных типов – альпинотипного в массивах складчатых областей и стратиформного в перидотит-пироксенит-габброноритовых расслоенных интрузиях древних платформ. Состав альпинотипных шпинелей рассмотрен по каждому структурно-вещественному комплексу, развитому в массивах. Из-за особой специфики состава, схожего с альпинотипными, стратиформные хромшпинелиды третьего типа изучены отдельно от двух первых.



- + альпинотипные хромшпинелиды
- +
- стратиформные хромшпинелиды (1, 2 типы)
- +
- стратиформные хромшпинелиды (3 тип)

Рис. 1.3. Бинарные диаграммы Cr_2O_3 -#Cr и Al_2O_3 -#Cr с характеристическими областями

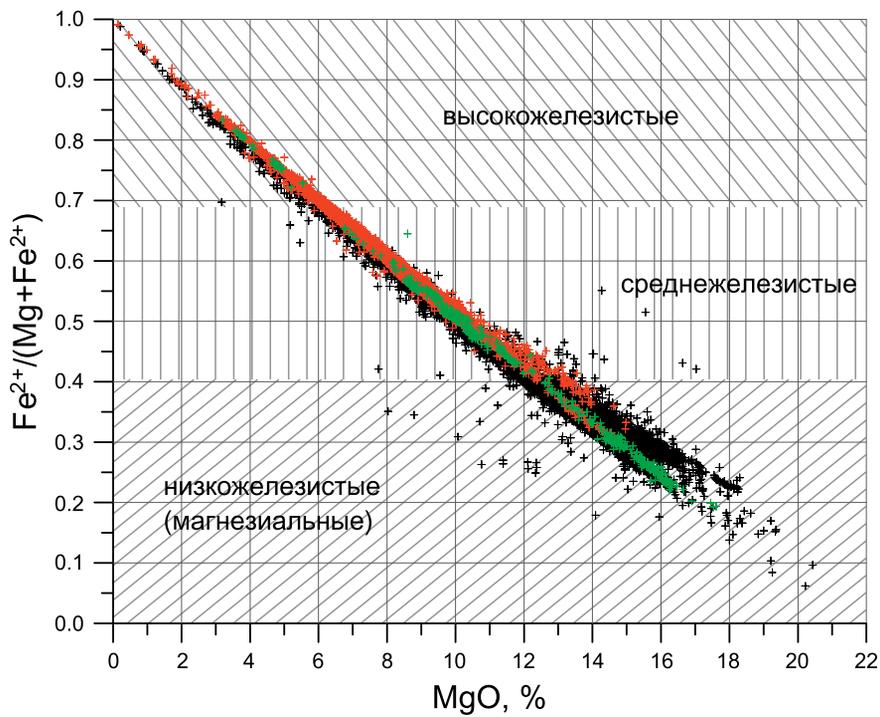
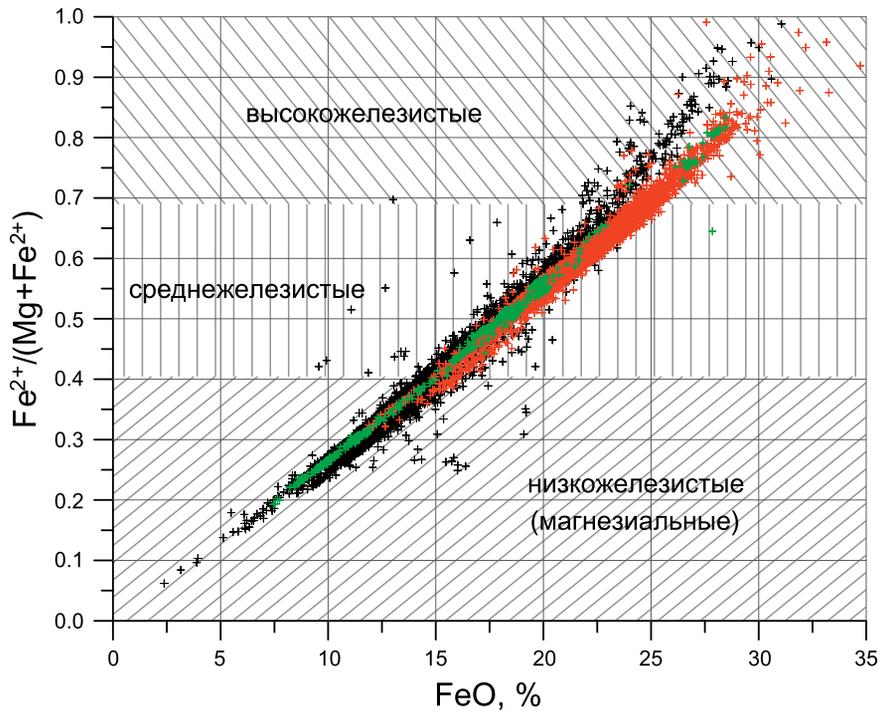


Рис. 1.4. Бинарные диаграммы FeO-#Fe и MgO-#Fe с характеристическими областями. Условные обозначения см. на рис. 1.3

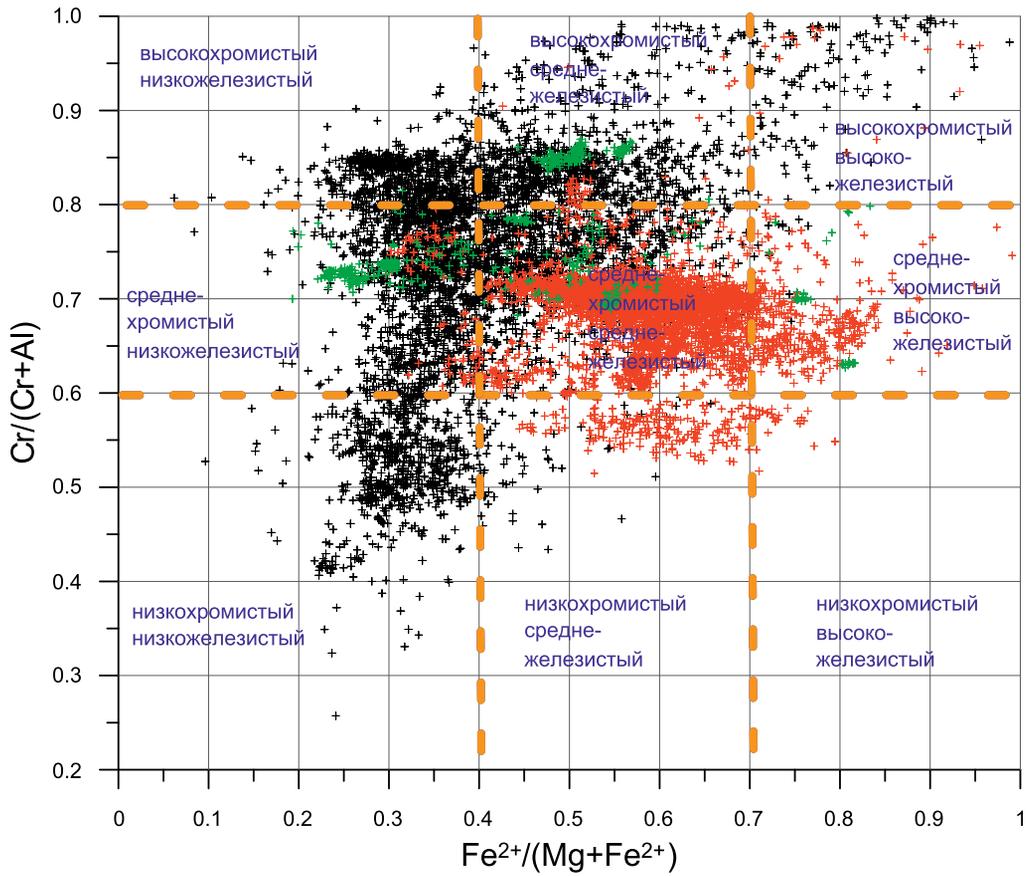


Рис. 1.5. Частотные гистограммы #Fe -#Cr рудообразующих хромшпинелидов с характеристическими областями. Условные обозначения см. на рис. 1.3

Глава 2. Особенности состава рудообразующего хромшпинелида альпинотипных месторождений

Альпинотипные массивы, особенности состава рудообразующего хромшпинелида которых рассматриваются в этой главе, характеризуются разной степенью «дифференцированности», а именно наличием (набором) тех или иных структурно-вещественных комплексов (СВК). Такие массивы как Кемпирсайский, Войкаро-Сыньинский, Ключевской, Рай-Из и Сыум-Кеу сложены породами гарцбургитового, дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. Остальные представлены породами либо одного СВК – Верблюжьегогорский (гарцбургитовый СВК); Калнинский, Агардагский, Оспино-Китойский (дунит-гарцбургитовый СВК); Верх-Нейвинский (дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК); либо двух СВК – Халиловский, Первомайский, Восточно-Тагильский (гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый СВК), Хабарнинский (гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК). Ранними исследованиями установлена зависимость состава рудообразующего хромшпинелида от типа и особенностей химизма вмещающих пород [31, 32, 36, 53, 54]. На примере уральских гипербазитовых массивов было показано, что по мере перехода от гарцбургитов к дунитам в хромшпинелидах происходит закономерное увеличение содержания Cr_2O_3 и уменьшение Al_2O_3 и MgO . В данной работе на большом фактическом материале более детально рассмотрена специфика состава хромшпинелида из рудопоявлений, локализованных в разных СВК как внутри одного массива, так и между массивами, причем для каждого структурно-вещественного комплекса отдельно.

Кемпирсайский массив

Геологическое строение

Кемпирсайский массив, расположенный в Актюбинской области Республики Казахстан, является самым крупным гипербазитовым массивом Южного Урала и вмещает уникальные по качеству и запасам месторождения хромовых руд. Массив приурочен к аллохтонным комплексам Сакмарской зоны, которые образуют пакет тектонических пластин, сложенных ордовикско-силурийскими терригенными, кремнисто-туфогенными и кремнисто-базальтовыми образованиями, а также силурийскими черносланцевыми и девонскими кремнисто-туфогенными толщами, перемежающимися с серпентинитовым меланжем и зонами серпентинитов. Кемпирсайский массив занимает наиболее высокое место в верхней тектонической пластине Сакмарской зоны [43].

Массив в плане грушевидной формы, площадью более 900 км^2 , вытянут в С-СЗ направлении более чем на 70 км, его ширина в северной части составляет около 10 км, в южной – 32 км (рис. 2.1). Северная узкая часть массива представляет собой моноклиналичное тело с пологим западным падением, южная широкая часть – асимметричное тело с пологим западным контактом и крутым восточным [46]. Контакты массива с вмещающими породами – тектонические. Согласно геофизическим данным гипербазиты в юго-восточной части прослеживаются до глубины 12–16 км, в центральной – до 2–4 км, в северной – 0,3–0,8 км.

В составе кемпирсайского офиолитового разреза, помимо мантийных гипербазитов, выделяют следующие ассоциации пород:

– дайковая серия габбро-диабазов, получившая развитие исключительно в пределах гипербазитов;

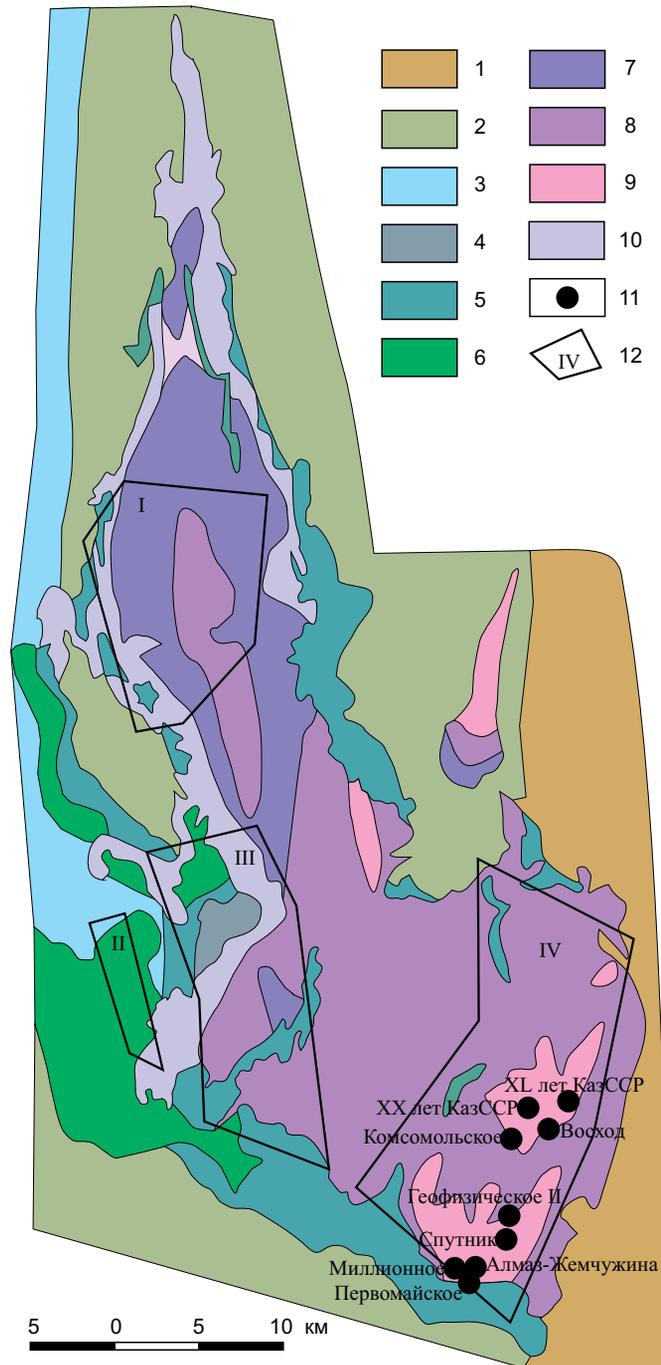


Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта Кемпирсайского массива [45]:

- 1 – базальты недифференцированной серии ($S-D_1, D_2$), флишииды и олистостромы (D_3-C_1);
 2 – вулканогенные породы базальт-андезит-риодацитовых серий (PZ_{1-2}); 3 – подушечные лавы толеитовых базальтов с линзами фтанитов (O_2); 4 – комплекс параллельных даек диабазов и габброидов; 5 – кызылкаинский верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс; 6 – кокпектинский полосчатый дунит-троктолит-габбровый комплекс; 7-9 – структурно-вещественные комплексы гипербазитов: 7 – гарцбургитовый СВК, массивные гарцбургиты с подчиненным количеством дунитов (<10%); 8 – дунит-гарцбургитовый СВК, дуниты 10-50%; 9 – дунит-гарцбургитовый СВК, преобладают дуниты (>50%); 10 – серпентиниты; 11 – месторождения хромовых руд; 12 – рудные поля: I – Батамшинское; II – Степнинское; III – Юго-Западное и Тагашасайское; IV – Главное рудное поле

- кокпектинский полосчатый дунит-троктолит-габбровый комплекс;
- кызылкаинский верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс, метаморфизованный до амфиболитов и гранатовых амфиболитов;
- подушечные толеитовые базальты сугралинской свиты;
- комплекс параллельных даек диабазов и габброидов.

Мантийные гипербазиты Кемпирсайского массива представлены преимущественно массивными и полосчатыми гарцбургитами, дунитами и энстатитовыми дунитами. Массивные (неистощенные) гарцбургиты с содержанием энстатита (бастита) более 20 % развиты преимущественно в северной и центральной частях массива.

Полосчатые гарцбургиты, содержащие менее 20 % энстатита, вместе с дунитами образуют полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс в юго-восточной части массива. Здесь закартированы блоки, сложенные преимущественно дунитами и энстатитовыми дунитами, к которым приурочены главные месторождения хромовых руд массива. В плане дуниты слагают крупные изометричные тела, а также полосы мощностью от долей метра до десятка метров в дунит-гарцбургитовом комплексе, чередуясь с телами энстатитовых дунитов и гарцбургитов.

Для гипербазитов массива характерна очень высокая степень низкотемпературной петельчатой серпентинизации – 80–90 %. Оливин в породах сохраняется в виде реликтов в центре лизардитовых петель, энстатит превращен в бастит, лишь мелкие ксеноморфные зерна диопсида в массивных гарцбургитах остались почти неизменными.

Следует отметить, что для кемпирсайских пород не характерно развитие высокотемпературной антигоритовой серпентинизации, получившей широкое распространение на многих альпинотипных уральских массивах.

Хромитонность

В пределах Кемпирсайского массива выделяются пять рудных полей, в которых сосредоточены около 160 месторождений и рудопроявлений. Батамшинское рудное поле расположено в северной части массива; Степнинское, Юго-Западное, Тагашасайское и Юго-Восточное (Главное) рудные поля – в южной (рис. 2.1).

Рудопроявления Батамшинского рудного поля залегают в маломощных телах дунитов среди полосчатых, реже массивных гарцбургитов. Длина рудных тел колеблется от 35 до 135 м при мощности от 1 до 10 м. Они представлены жилообразными телами или уплощенными линзами, сложенными преимущественно сплошными-густовкрапленными рудами. Контакты с вмещающими дунитами – резкие. Простираие и падение рудных тел обычно совпадает с полосчатостью гарцбургитов. Силикатный цемент руд представлен серпентином, кеммереритом, а в корях выветривания – магнезитом и опалом.

Рудопроявления Степнинского рудного поля приурочены к зоне сочленения троктолитов и массивных гарцбургитов и представлены мелкими линзовидными телами протяженностью в первые десятки метров и мощностью до 3 м.

Рудопроявления Тагашасайского и Юго-Западного рудных полей локализованы в небольших линзообразных дунитовых телах среди массивных гарцбургитов гарцбургитового СВК, их размеры обычно не превышают 100 м по простиранию и 10 м по мощности.

Отличительной особенностью руд рудных полей северной части массива, сложенной преимущественно породами гарцбургитового СВК, является их высокая глиноземистость. Содержание Cr_2O_3 даже в сплошных массивных рудах не превышает 40 %.

Все главные месторождения хромовых руд массива сосредоточены в Юго-Восточном (Главном) рудном поле и приурочены к крупным дунитовым телам и дунитам дунит-гарцбургитового сетчато-полосчатого СВК. В его пределах выделяют две

субмеридиональные рудные зоны – Западную и Восточную протяженностью по 22 км каждая. Западная зона включает в себя с севера на юг месторождения Миллионное, Алмаз-Жемчужина, Комсомольское, XX лет КазССР и XXII Геофизическое; Восточная – месторождения Первомайское, № 21, Спорное, Гигант, Геофизическое II и VI, Восход, XL лет КазССР, Молодежное. Как правило, рудные тела месторождений Западной рудной зоны падают на запад, а Восточной – на восток.

Форма рудных залежей характеризуется большим разнообразием. Обычно они представляют собой сложную комбинацию линзо-, столбо- и жилообразных тел в верхних частях рудного разреза, с глубиной переходящих к более простым формам. Для отдельных рудных тел характерна значительная изменчивость морфологии – пережимы, раздувы, расщепление в апикальных частях. Количество рудных тел, слагающих то или иное месторождение, различается. Так, месторождение Молодежное представлено только одним крупным телом, Алмаз-Жемчужина – пятью, XL лет КазССР – пятнадцатью, а Миллионное – более чем девятью десятками.

Размеры рудных тел варьируют в широких пределах – от первых десятков метров до 1,5 км по простиранию и от первых метров до 150 м по мощности. Самой крупной рудной залежью является рудное тело месторождения Молодежное.

Для руд Главного рудного поля характерны густовкрапленные разности с содержанием хромшпинелида 70–90%. На периферии рудных тел наблюдается уменьшение густоты вкрапленности по сравнению с центральной частью, в этом же направлении происходит уменьшение размерности зерен хромшпинелида – от крупнозернистого к мелко-среднезернистому. Главными текстурными разновидностями руд являются вкрапленные и сплошные, подчиненными – нодулярные, полосчатые и шлирово-полосчатые. Контакты между рудой и породой обычно четкие и резкие, лишь в редких случаях наблюдается разрежение вкрапленности и уменьшение размера зерен хромшпинелида.

Вмещающими породами являются аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты, в приконтактных частях которых часто наблюдается редкая вкрапленность сульфидов (пирротин, пентландит, пирит).

На месторождениях Главного рудного поля широко проявлена пострудная тектоника. Нарушения преимущественно субширотного простирания рудные залежи разбиты на блоки с амплитудой перемещения от первых десятков метров до 300 м. В рудах часто проявлены зеркала скольжения с пленками уваровита, дробление и милонитизация.

Руды Главного рудного поля представлены в основном металлургическими сортами с высоким (в среднем 50,4 %) содержанием Cr_2O_3 и низкими содержаниями железа, кремнезема, фосфора, серы, окиси кальция.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Данные о составе рудообразующего хромшпинелида рудных полей Кемпирсайского массива представлены 74 химическими анализами [32] и 299 зондовыми [11, 67].

Существовало опасение, что сравнение результатов химических и зондовых анализов некорректно из-за содержания окисного и закисного железа, полученных в первом случае аналитическим, а во втором – расчетным путем. Сравнительный анализ состава хромшпинелида Главного рудного поля, проанализированных разными методами, показал их сходство по основным компонентам и, как следствие, возможность использования результатов как химических, так и зондовых анализов в пределах одной выборки данных.

Состав рудообразующего хромшпинелида Главного рудного поля, представленного почти десятком месторождений, отличается удивительным постоянством.

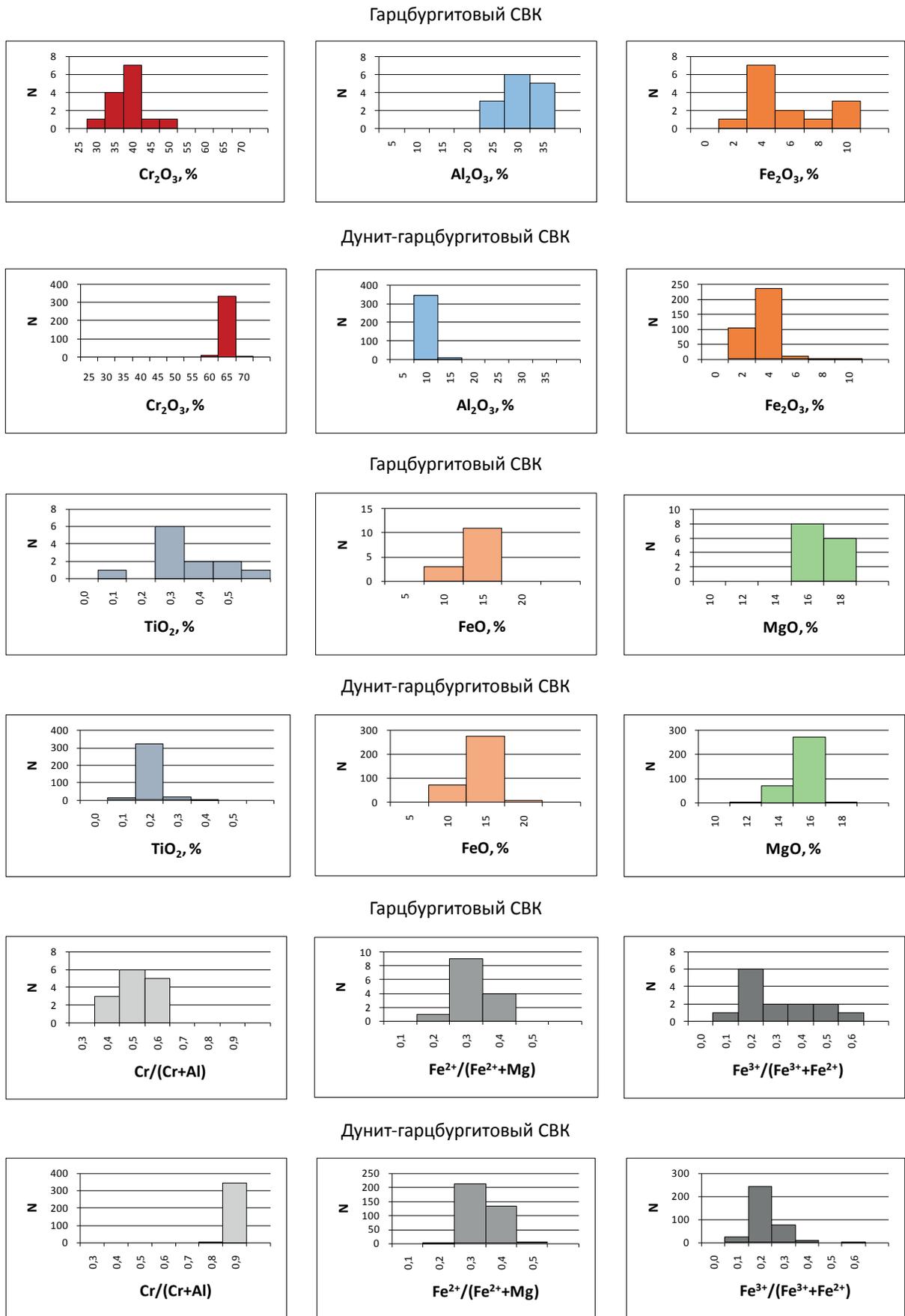


Рис. 2.2. Частотные гистограммы основных компонентов рудообразующего хромшпинелида гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК Кемпирсайского массива

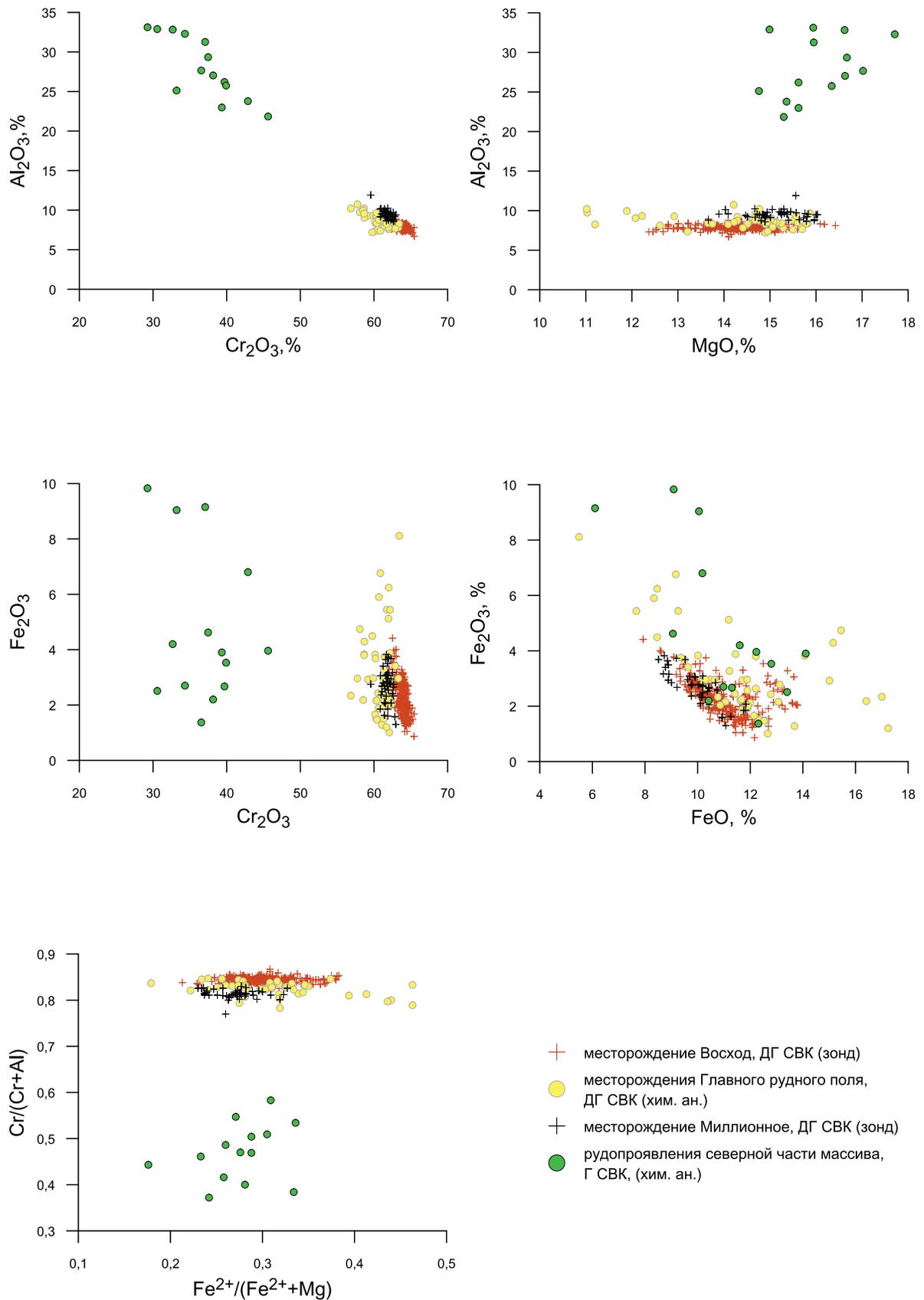


Рис. 2.3. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Кемпирсайского массива

Содержание Cr_2O_3 лежит в узком интервале 60–65 % (рис. 2.2), что составляет более 95 % от всех анализов хромшпинелидов дунит-гарцбургитового СВК (352 анализа). Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелиде рудопроявлений гарцбургитового СВК (17 анализов) имеет значительно больший разброс (от 25 до 45 %), мода составляет 35–40 %. Аналогичная картина наблюдается и для содержаний Al_2O_3 – мода для хромшпинелидов руд дунит-гарцбургитового СВК отвечает 5–10 %, а гарцбургитового СВК составляет 25–30 %.

Моды Fe_2O_3 для шпинелей обоих СВК совпадают и отвечают 2–4 %, однако у 30 % шпинелей дунит-гарцбургитового СВК содержание этого компонента ниже 2 %, а у шпинелей гарцбургитового СВК выше 4 %.

Моды FeO для шпинелей обеих выборок идеально совпадают и соответствуют 10–15 %, при этом хромшпинелиды гарцбургитового СВК являются более магниезиальными чем хромшпинелиды дунит-гарцбургитового СВК при одинаковых модах MgO 14–16 %.

Содержание TiO_2 в хромшпинелидах руд Главного рудного поля очень низкое и составляет 0,1–0,2 %, для дунит-гарцбургитового СВК преобладающие значения TiO_2 лежат в диапазоне 0,2–0,3 %.

Показатель $\#Cr$ шпинелей гарцбургитового СВК изменяется от 0,3 до 0,6, дунит-гарцбургитового СВК от 0,8 до 0,9 (рис. 2.3). Диапазоны и моды показателя $\#Fe$ для шпинелей обоих комплексов совпадают и составляют 0,1–0,4 и 0,2–0,3 соответственно. Моды $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ также одинаково низкие (0,1–0,2), но для шпинелей гарцбургитового СВК разброс в сторону железистого состава шире.

Общими типохимическими особенностями рудообразующих хромшпинелидов дунит-гарцбургитового и гарцбургитового СВК Кемпирсайского массива являются отрицательные связи между Cr_2O_3 – Al_2O_3 и MgO – FeO , обусловленные изоморфным обменом элементов между собой. Эти тренды с высокими $K_{\text{корр}}$ свойственны хромовым рудам альпинотипных месторождений и отражают их мантийную («магматическую») природу.

Для шпинелей руд гарцбургитового СВК устанавливаются положительные связи между MgO и Al_2O_3 и показателями $\#Cr$ – $\#Fe$, нехарактерные для дунит-гарцбургитового СВК. Метаморфические обратные тренды между FeO – Fe_2O_3 ($K_{\text{корр}}$ –0,45) выявлены как для шпинелей гарцбургитового, так и дунит-гарцбургитового СВК.

Хромшпинелиды дунит-гарцбургитового СВК относятся к магнохромиту, а гарцбургитового СВК – к алюмохромиту и хромпикотиту (рис. 2.4).

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды месторождений Главного рудного поля, локализованные в породах дунит-гарцбургитового СВК, отличаются высоким содержанием хрома и низким алюминия от хромшпинелидов гарцбургитового СВК с показателями $\#Cr$ 0,8–0,9 и 0,4–0,6 соответственно, при примерно одинаково низких показателях $\#Fe$ – 0,2–0,4.

Рудообразующие хромшпинелиды Главного рудного поля (дунит-гарцбургитовый СВК), представляющие почти десяток месторождений, характеризуются удивительным постоянством состава с минимальными колебаниями содержаний как двух-, так и трехвалентных элементов. Хромшпинелиды рудопроявлений гарцбургитового СВК, напротив, характеризуются широким диапазоном состава, обусловленным, видимо, приуроченностью рудопроявлений к разным по масштабу телам дунитов среди неистощенных гарцбургитов.

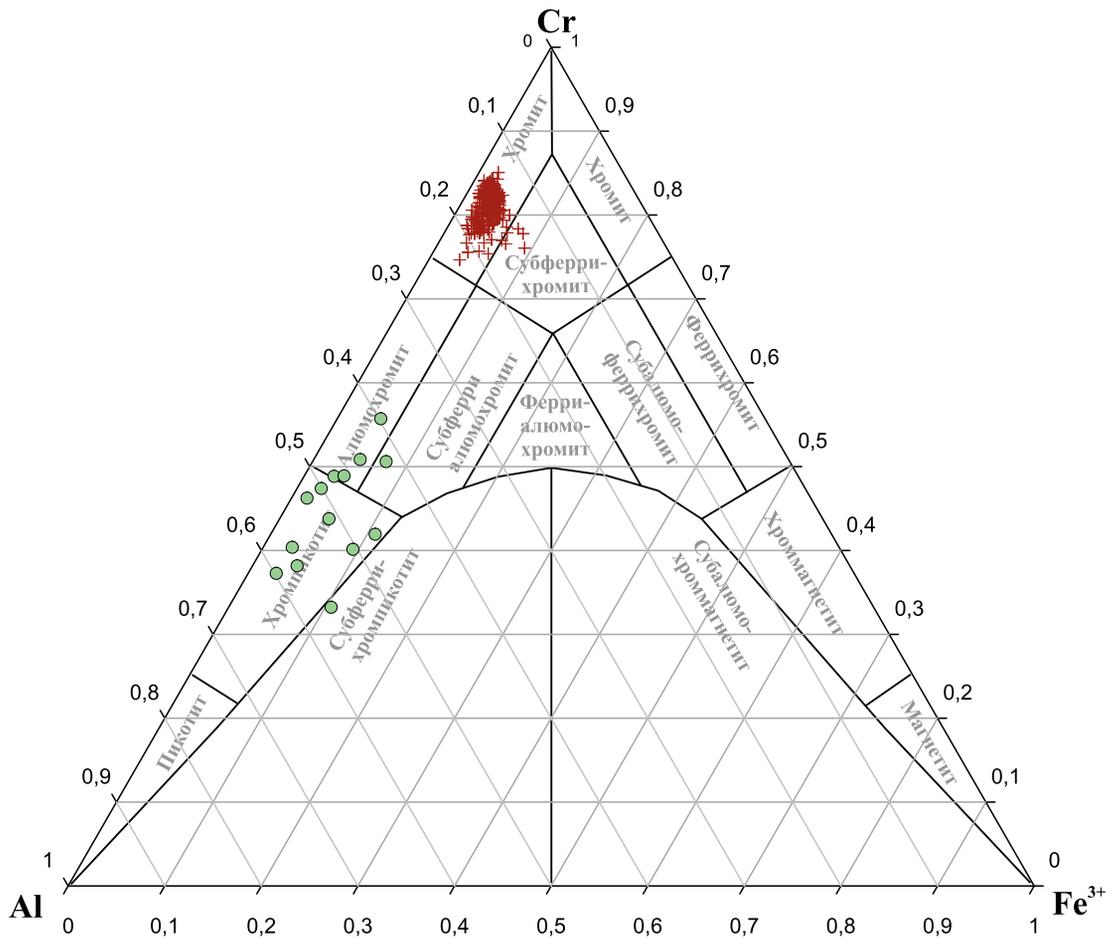


Рис. 2.4. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Кемпирсайского массива. Коричневые крестики – хромшпинелиды дунит-гарцбургитового СВК, зеленые кружки – хромшпинелиды гарцбургитового СВК

Хабарнинский массив

Геологическое строение

Массив расположен в южной части Оренбургской области, в 30 км западнее г. Орска и разделён р. Урал на две неравные части. Большая северная часть массива находится в России, меньшая южная – в Республике Казахстан. Массив залегает непосредственно к западу от Главного Уральского разлома, слагая верхнюю тектоническую пластину Сакмарской аллохтонной зоны.

В центральной части массива развиты сильно истощённые гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты. Дуниты среди них встречаются в подчинённом количестве, образуя вытянутые и изометричные тела размером 10–20 м, редко – больше. Западная и восточная краевые части массива сложены габбро и габброноритами, на контакте которых с гарцбургитами развита узкая на западе и уникальная по размерам на востоке зона пород дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные отложения ордовика (рис. 2.5).

По данным бурения восточная полоса пород дунит-верлит-клинопироксенитового СВК под углами 20–40° падает на юго-запад под гарцбургиты, на западе условия залегания комплекса не изучены.

На северо-востоке и юго-западе гипербазиты перекрыты осадочными породами девона и мела.

Хромитоносность

Хромитовое оруденение в пределах Хабарнинского массива распределено весьма неравномерно. Большая часть проявлений расположена в восточной части массива и связана с дунитами дунит-верлит-клинопироксенитового СВК (рис. 2.5).

Месторождения и рудопроявления хромовых руд пространственно связаны с тремя линейно вытянутыми дунитовыми полями – Главным, Северо-западным и Восточным и характеризуются близкими условиями залегания, внутренним строением рудоносных зон и вещественным составом руд.

Оруденение обычно приурочено к дунитам и характеризуется весьма высокой изменчивостью мощностей и качества руд. Преобладают полосовидные и линзовидные, сильно уплощенные тела, которые часто прерываются и ветвятся. Для них характерны значительные колебания содержания Cr_2O_3 , обусловленные частым чередованием участков безрудных дунитов и бедно-, средне-, густовкрапленных руд. В подчиненных количествах встречаются сплошные и нодулярные руды. Мощность отдельных рудных обособлений колеблется от первых сантиметров до 10–14 м, длина по простиранию – от первых метров до 120 м. Во всех типах руд размер зерен хромшпинелида не превышает 1 мм.

На большинстве объектов падение рудных тел относительно пологое юго-западное ($\angle 20-50^\circ$). Лишь на месторождениях 5/1 и 7 простирание изменяется на северо-восточное при юго-восточном падении.

Наиболее значительные объемы хромовых руд сосредоточены в месторождениях Северо-западного дунитового поля, в частности, здесь расположено самое крупное месторождение Хабарнинское 5/II. Оно залегает в полосе аподунитовых серпентинитов северо-западного простирания, имеющей ширину от 60 до 100 м и длину по простиранию около 400 м.

Северо-западное дунитовое поле со всех сторон окаймлено клинопироксенитами. По юго-западной границе клинопироксениты контактируют с аподунитовыми серпен-

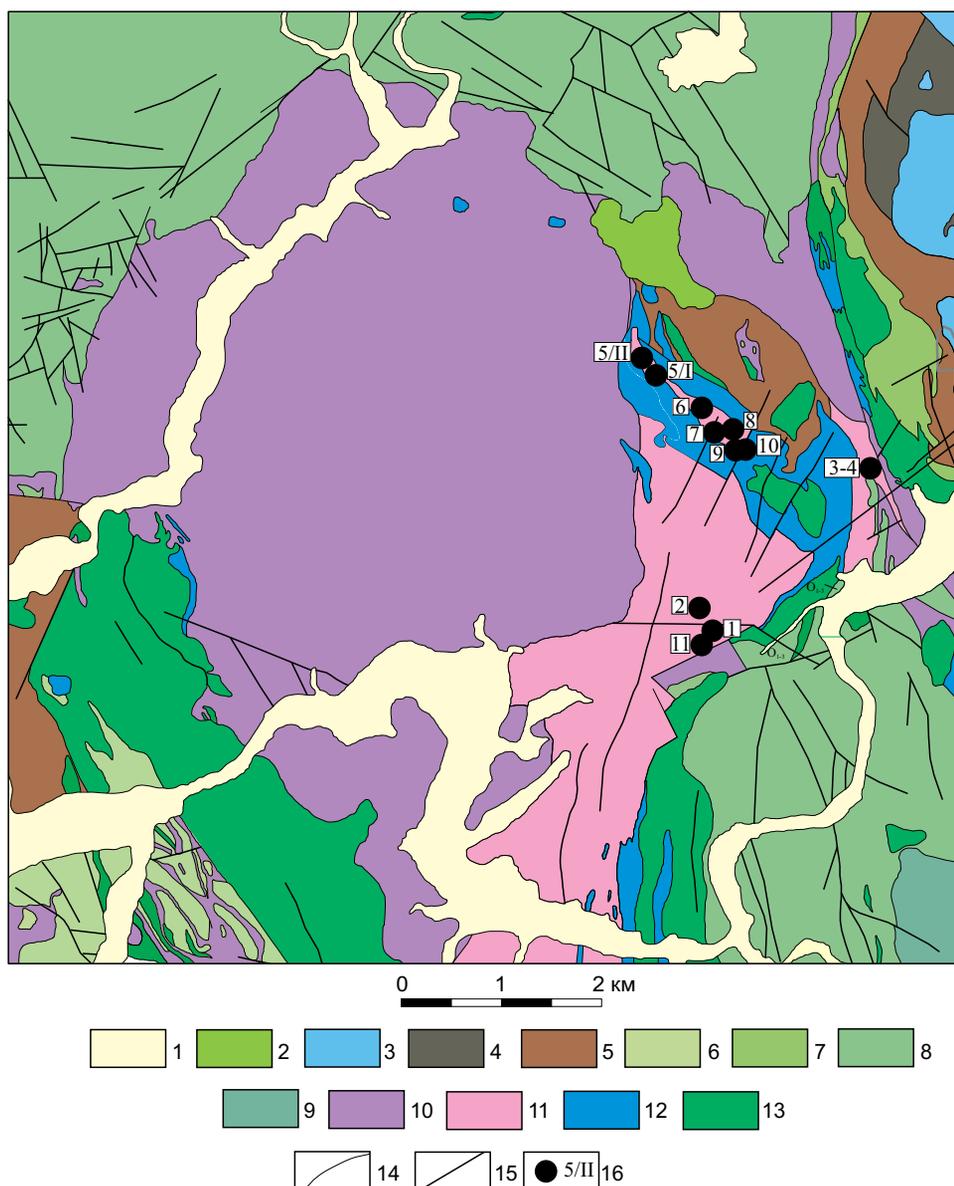


Рис. 2.5. Схематическая геологическая карта Хабаровинского массива [21, 52]:

- 1 – верхнеплиоцен-четвертичные отложения (N_2-Q_1); 2 – осадочные отложения (K_{1-2}); 3 – осадочные отложения (I_2); 4 – осадочные и метаморфические образования (C_1); 5 – осадочные и метаморфические образования (D_{1-3}); 6 – метаморфические и вулканогенные образования (S_1-D_1); 7 – метаморфические и вулканогенные образования (S_{1-2}); 8 – вулканогенные, вулканогенно-осадочные и метаморфические образования (O_{1-3}); 9 – вулканогенные, вулканогенно-осадочные и метаморфические образования (E_{2-3}); 10-13 – ордовикский офиолитовый комплекс: 10 – дунит-гарцбургитовый СВК, аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты; 11-13 – дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК: 11 – аподунитовые серпентиниты; 12 – клинопироксенииты; 13 – габбро, габбронориты; 14 – геологические границы; 15 – разрывные нарушения; 16 – месторождения хромовых руд и их названия

тинитами Главного дунитового поля. Месторождение Хабаровинское 5/II в 30-е годы прошлого века было разведано до глубины 90 м. Протяженность карьера, пройденного здесь, составила около 80 м при ширине до 40 м и глубине до 20 м. Мощность отдельных рудных тел достигала 10 м, при варьирующих содержаниях Cr_2O_3 в рудах от 8 до 45 %. Преобладающим типом являются полосчатые редко-среднекрапленные руды с серпентиновым цементом; богатые сплошные руды с содержанием Cr_2O_3 более 40 % составляют менее 5 %.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 125 микрозондовыми анализами, которые охватывают практически все известные месторождения и рудопроявления массива [27, 44].

Частотные гистограммы для основных компонентов хабарнинских хромшпинелидов отражают вариации состава, а также характер их распределения (рис. 2.6).

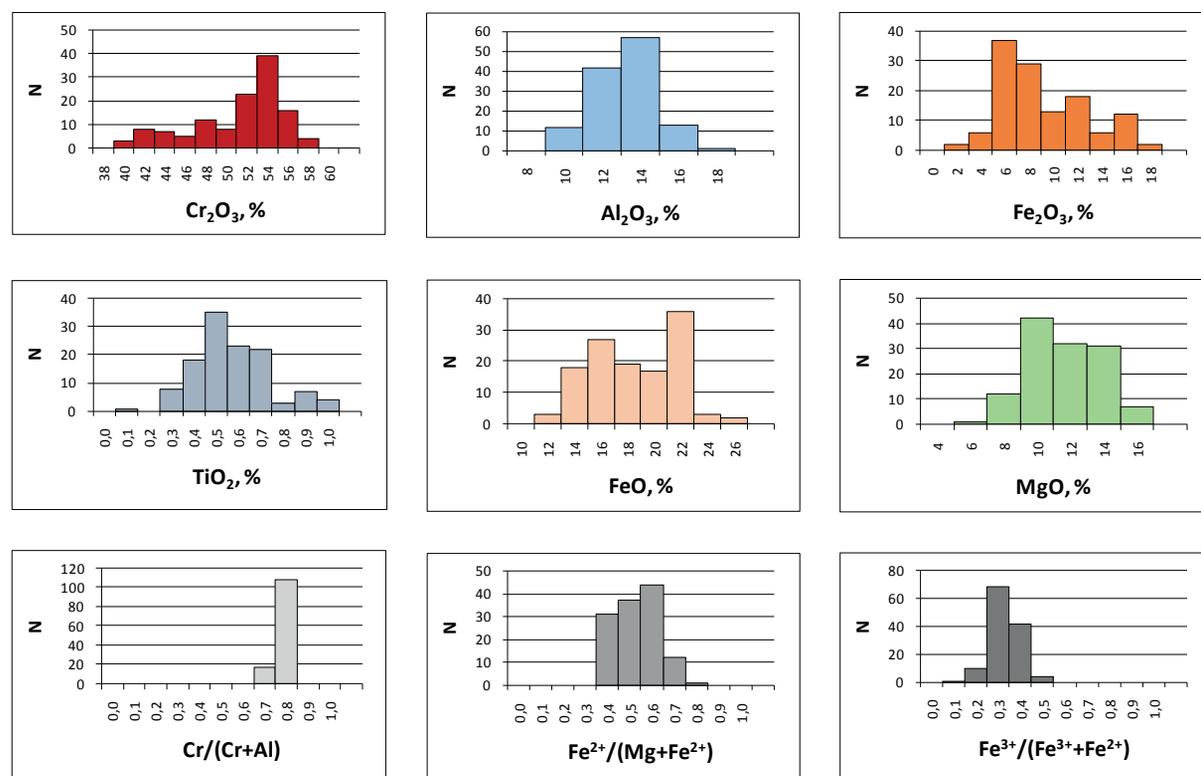


Рис. 2.6. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Хабарнинского массива

Содержания Cr_2O_3 и Fe_2O_3 изменяются в широком диапазоне, составляющем около 20 %, а их распределение носит многомодальный характер. Разнознаковые показатели асимметрии для этих компонентов, а также схожие по очертаниям, но зеркально отраженные частотные гистограммы свидетельствуют о замещении хрома окисным железом в процессе метаморфических преобразований хромовых руд.

Для разделения шпинелей на первичные и метаморфизованные использован градиент частоты встречаемости Fe_2O_3 на границе 8 %. К первичным отнесен состав с содержанием Fe_2O_3 < 8 %, к метаморфизованным – > 8 %. Следует отметить, что такое разделение является достаточно условным из-за более сложных отношений между элементами, поэтому часть пограничных содержаний может попасть в другую группу.

Мода Cr_2O_3 первичных шпинелей составляет 52–54 %, Al_2O_3 12–14 %, Fe_2O_3 4–6 %, MgO 10–14 %, FeO 14–16 %, TiO_2 0,4–0,5 %.

Обращает на себя внимание повышенное содержание TiO_2 в первичных хромшпинелидах (до 0,7 %) по сравнению с хромшпинелидами рудопроявлений гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК из других альпинотипных месторождений, где его содержание не превышает 0,1–0,2 %.

Мода показателя $\#Cr$ 0,7–0,8 свойственна как первичным, так и метаморфизованным шпинелям. Показатель $\#Fe$ меньше 0,5 относится к первичным шпинелям, а больше 0,5 – к метаморфизованным. Мода показателя $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ 0,2–0,3 характерна преимущественно для первичных шпинелей, а больше 0,3 – для метаморфизованных.

Для первичных хромшпинелидов устанавливается очень слабая обратная связь между содержаниями Cr_2O_3 и Al_2O_3 с $K_{\text{корр.}}$ -0,27 (субвертикальный тренд), в то время как для метаморфизованных $K_{\text{корр.}}$ такой же по знаку, но в два раза выше. При этом диапазон содержания Cr_2O_3 для первичных шпинелей лежит в интервале 50–57%, для метаморфизованных – 38–52%, в то время как диапазон содержания Al_2O_3 для обеих групп практически одинаков (рис. 2.7). Это может указывать на пассивную роль алюминия в процессе метаморфических преобразований шпинели.

Связь между Al_2O_3 и MgO для первичных шпинелей имеет положительный знак с $K_{\text{корр.}}$ 0,66, для метаморфизованных она отсутствует. Такая связь больше характерна для хромшпинелидов рудопроявлений, локализованных в гарцбургитовом и частично дунит-гарцбургитовом СВК.

Для обеих групп выявляется обратная связь между Cr_2O_3 и Fe_2O_3 . Различаются они по величине $K_{\text{корр.}}$ для первичных хромшпинелидов он составляет -0,52, а для метаморфизованных – -0,89.

Более сложны взаимоотношения Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Для первичных хромшпинелидов устанавливается отрицательная связь с $K_{\text{корр.}}$ -0,49. Метаморфизованные хромшпинелиды слагают две области: первая, с содержанием Fe_2O_3 от 8 до 12%, вытягивается параллельно оси хрома, вторая, более железистая, слагает прямой тренд.

Наряду с возрастанием Fe_2O_3 в первичных и метаморфизованных хромшпинелидах, растет и содержание TiO_2 , $K_{\text{корр.}}$ между этими компонентами для первых составляет 0,48, для вторых – 0,88.

Первичные хромшпинелиды образуют прямой тренд между показателями $\#Cr$ и $\#Fe$ с $K_{\text{корр.}}$ 0,53, метаморфизованные хромшпинелиды образуют субвертикальный, но все же обратный тренд (рис. 2.7).

На вариационной диаграмме первичные хромшпинелиды, не подверженные или слабо подверженные метаморфическим изменениям, занимают область, вытянутую вдоль границы между глиноземистым хромитом (нижняя область хромита) и хромистым алюмохромитом (верхняя область алюмохромита) с одной стороны, и глиноземистым субферрихромитом (нижняя часть) и хромистым субферриалюмохромитом – с другой стороны, со сдвигом большей части состава в железистую область (рис. 2.8).

Широкий разброс значений по оси хром-алюминий для шпинелей, отнесенных к первичным только по содержанию окисного железа <8%, может указывать на наличие других факторов, изменяющих состав первичных шпинелей, например, влияние клинопироксенитов на хромовую руду.

Метаморфизованные шпинели слагают довольно сложную по конфигурации область, формируя два тренда: первый – в верхней части области субферриалюмохромита параллельно оси $Cr-Al$, второй, более железистый – субпараллельно оси $Cr-Fe^{3+}$ в области ферриалюмохромита.

Выводы

Первичные хромшпинелиды Хабаровинского массива занимают на вариационной диаграмме площадь сочленения хромита, субферрихромита, алюмохромита и субферриалюмохромита со сдвигом в железистые области. Их состав отвечает следующим

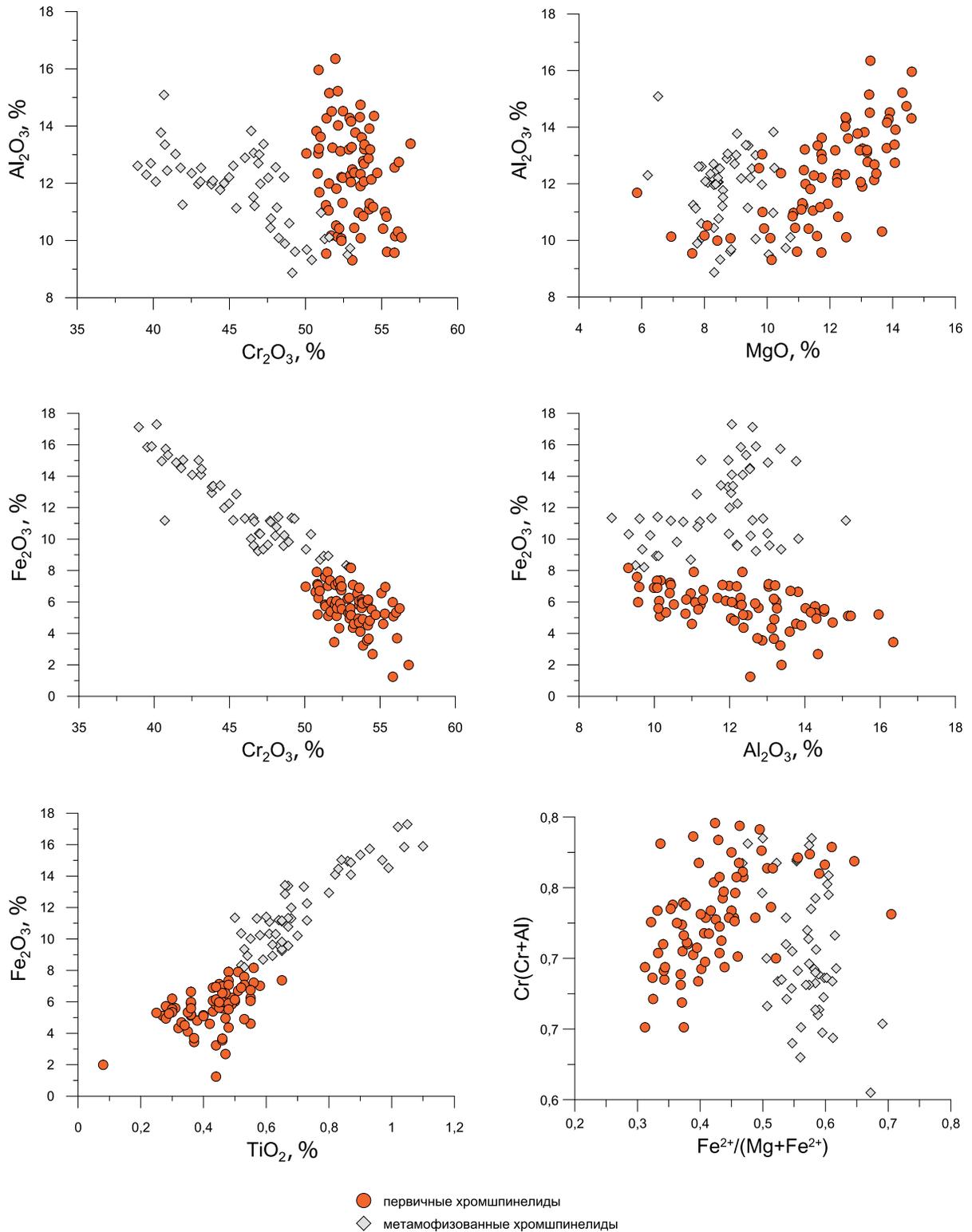


Рис. 2.7. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Хабаровского массива

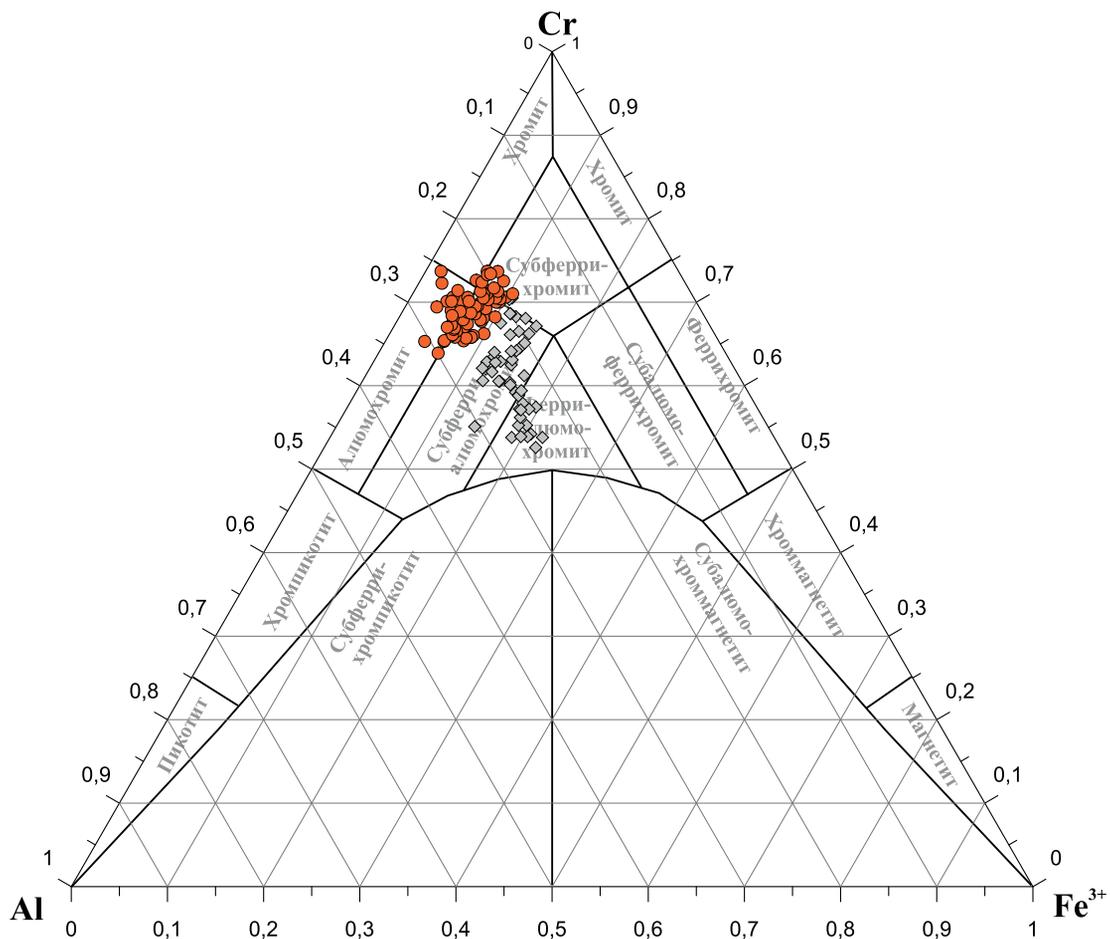


Рис. 2.8. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Хабаровинского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.7

диапазонам содержаний по основным компонентам: Al_2O_3 – 10–14 %; Cr_2O_3 – 52–58 %; Fe_2O_3 – 4–8 %; FeO – 12–18 %; MgO – 8–14 %.

Для первичных хромшпинелидов характерно повышенное содержание Fe_2O_3 (расчетная мода 5,5 %) и TiO_2 (расчетная мода 0,4 %) по сравнению с хромшпинелидами рудопроявлений гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК.

Наряду с Cr_2O_3 и Al_2O_3 , для первичных хромшпинелидов устанавливаются обратные связи между Fe_2O_3 , с одной стороны, и Cr_2O_3 и Al_2O_3 – с другой. Видимо, такой тип связи для первичных хромшпинелидов является особенностью руд, локализованных в дунитах дунит-верлит-клинопироксенитового СВК.

Главным «агентом» метаморфических преобразований хабарнинских шпинелей является железо. Fe_2O_3 замещает преимущественно Cr_2O_3 и частично Al_2O_3 , а FeO – MgO . При этом метаморфизованные железистые шпинели обогащаются TiO_2 и MnO .

Халиловский массив

Геологическое строение

Массив площадью около 240 км² расположен в Оренбургской области, в южной части Вознесенско-Присакмарской зоны вдоль области сочленения Центрально-Уральского поднятия с Магнитогорским прогибом. Протяженность массива в меридиональном направлении составляет 36 км при максимальной ширине 16 км (рис. 2.9А). Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные образования верхнего силура – нижнего девона. Большая часть площади массива перекрыта платформенным чехлом палеозойско-кайнозойских отложений. Контакты массива тектонические, системой разломов восточно-северо-восточного и северо-западного простирания он разбит на полигональные и четырехугольные в плане блоки. Возраст массива – позднесилурийский-раннедевонский.

Большая часть массива сложена апогарцбургитовыми серпентинитами, относящимися к гарцбургитовому СВК. Аподунитовые серпентиниты имеют резко подчиненное положение.

В центре южной части массива выделяется трапециевидный участок, сложенный породами дунит-гарцбургитового СВК, представленными истощенными гарцбургитами с многочисленными меридионально ориентированными крутопадающими телами серпентинизированных дунитов, согласных с полосчатостью гарцбургитов (рис. 2.9Б). Протяженность дунитовых тел варьирует от первых метров до 400–500 м, мощность – от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, прослежены до глубины 100 м. Границы дунитов резкие, часто отмечаются апофизы во вмещающие гарцбургиты.

Хромитоносность

Основная часть рудных залежей, известных на массиве с 1914 года, сосредоточена на площади 36 км², сложенной породами дунит-гарцбургитового СВК (рис. 2.9Б). На массиве выявлены 125 рудопроявлений, пространственно и генетически связанных с телами серпентинизированных дунитов и имеющих с ними одинаковые элементы залегания – субмеридиональное простирание, крутое восточное падение под углами 60°–80°.

В каждом дунитовом теле насчитывается от одного до нескольких обычно небольших по размеру рудных тел длиной от 15 до 50 метров (изредка 100–150 м) и мощностью от 1–2 до 5 метров. Рудные тела, имеющие весьма разнообразные и изменчивые формы, в виде линз с раздувами и пережимами, чечевицеобразных жил, тонких пластов, столбов и шпирообразных скоплений, образуют цепочки в пределах серии параллельных рудных зон, согласных с контактами вмещающих дунитов и полосчатостью гарцбургитов. Преобладают сплошные и густовкрапленные руды с содержанием Cr₂O₃ от 40 % до 50–60 %.

Среди неистощенных гарцбургитов гарцбургитового СВК установлены единичные рудные тела с глиноземистым хромшпинелидом. Для них характерны столбо- и гнездообразная форма, меняющиеся углы залегания, часто – сильная брекчированность. Содержание Cr₂O₃ не превышает 40 %.

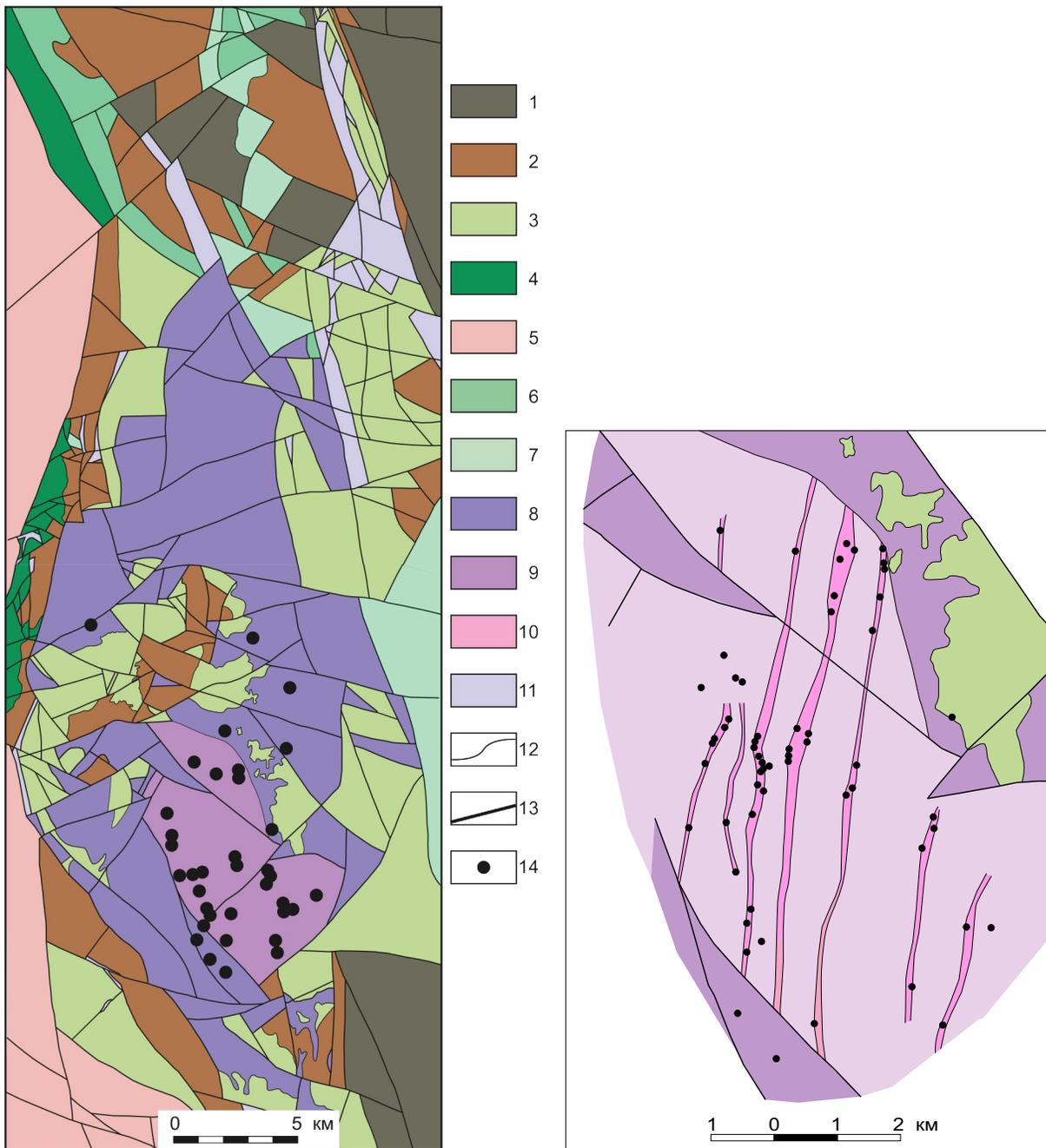


Рис. 2.9. Схематические геологические карты Халиловского массива [51] – А, рудного поля – Б:

- 1** – терригенно-карбонатные отложения (D_3-C_1); **2** – вулканиты основного и кислого состава, туфогенно-осадочные и кремнисто-глинистые отложения (D_{1-2}); **3** – оливковые базальты, глинисто-кремнистые сланцы, амфиболиты (S_1-D_1); **4** – терригенно-осадочные отложения (ϵ_3-O_1); **5** – кристаллические сланцы (PR_2); **6** – Кульбердинский габбро-долерит-плаггиогранитный комплекс: габбро, габбро-диабазы, долериты (D_2); **7** – Ишкинино-Кульбердинский габбро-перидотитовый комплекс: габбронориты, дуниты, гарцбургиты, лерцолиты (D_2); **8–11** – позднесилурийский-раннедевонский офиолитовый комплекс: структурно-вещественные комплексы: **8** – гарцбургитовый; **9** – дунит-гарцбургитовый; **10** – зоны, сложенные преимущественно аподунитовыми серпентинитами; **11** – серпентиниты; **12** – геологические границы; **13** – разрывные нарушения; **14** – рудопроявления хромовых руд

Типохимизм рудообразующего и акцессорного хромшпинелида

Данные о составе хромшпинелида из рудопроявлений и месторождений, локализованных в дунитах дунит-гарцбургитового СВК, представлены 86 микрозондовыми анализами рудообразующего и 51 анализом акцессорного хромшпинелида [11, 22].

По содержанию Cr_2O_3 86 % определений рудообразующей шпинели располагаются в интервале 55–65 % (мода 59 %), по содержанию Al_2O_3 – больше половины лежат в интервале 10–15 % (мода 11,5 %), наиболее часто встречающиеся содержания Fe_2O_3 варьируют в пределах 2–4 % (мода 2,6 %). Содержание TiO_2 крайне низкое и не превышает 0,2 % (рис. 2.10). В интервале от 14 до 16 % расположено около 65 % MgO , при этом мода составляет 15 %. Более 60 % определений FeO приходится на интервал 10–15 % с модой 10,5 %.

Таким образом, рудообразующие хромшпинелиды массива относятся к высокохромистым низкожелезистым разностям – магнезиальным хромитам с высоким показателем $\#Cr$ – мода 0,77 и низким показателем $\#Fe$ – мода 0,28. $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ с модой 0,15 свидетельствует о невысокой активности кислорода в процессе образования (становления) рудных шпинелей массива (рис. 2.10).

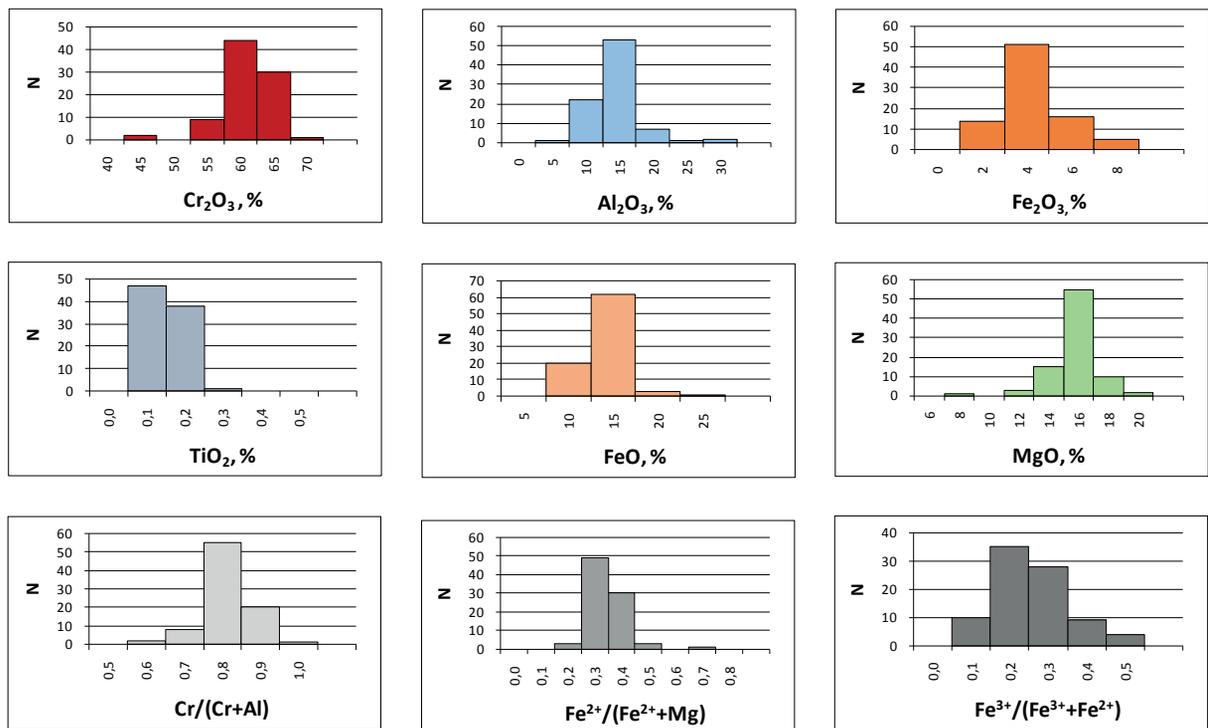


Рис. 2.10. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Халиловского массива

Для халиловских шпинелей устанавливаются значимые отрицательные связи пар Cr_2O_3 и Al_2O_3 , MgO и FeO с $K_{\text{корр}}$ около -0,95 (табл. 2.1, рис. 2.11). Акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов и серпентинитов ложатся на продолжение этого тренда в менее хромистую и более глиноземистую область. И для рудообразующего, и для акцессорного хромшпинелида выявлена положительная связь между Al_2O_3 и MgO и показателями $\#Cr$ - $\#Fe$, отличающаяся по значимости – пологие тренды для рудных и крутые – для акцессорных хромшпинелидов.

Таблица 2.1

Коэффициенты корреляции основных и второстепенных компонентов рудообразующего хромшпинелида Халиловского массива

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	FeO _{tot}
TiO ₂	1								
Al ₂ O ₃	-0,207	1,000							
Cr ₂ O ₃	0,205	-0,948	1,000						
Fe ₂ O ₃	0,161	-0,027	-0,186	1,000					
FeO	-0,097	-0,032	0,012	-0,523	1,000				
MnO	-0,337	-0,219	0,152	-0,170	0,492	1,000			
MgO	0,088	0,303	-0,254	0,507	-0,953	-0,565	1,000		
NiO	-0,140	-0,245	-0,016	0,541	-0,171	0,146	0,008	1,000	
FeO _{tot}	0,001	-0,056	-0,117	0,097	0,798	0,454	-0,754	0,382	1

Связи между Fe₂O₃, с одной стороны, и Cr₂O₃ и Al₂O₃ – с другой («метаморфические» тренды), для рудообразующего хромшпинелида массива не выявлены, в то время как для акцессорных хромшпинелидов они имеют положительный знак для Cr₂O₃ и Fe₂O₃ и отрицательный знак для Al₂O₃ и Fe₂O₃. Отрицательная связь между Fe₂O₃ и FeO (K_{корр.} -0,52) свидетельствует о замещении закисного железа окисным при метаморфических преобразованиях халиловских шпинелей.

Рудообразующие и акцессорные хромшпинелиды дунитов близки по содержанию Cr₂O₃ и Al₂O₃, несколько отличаясь повышенными значениями железистости в акцессорных по сравнению с рудными.

Акцессорные хромшпинелиды серпентинитов наследуют составы исходных пород – дунитов и гарцбургитов, располагаясь в одних и тех же полях, что указывает на отсутствие влияния серпентинизации (вероятнее ранней петельчатой) на изменение химизма шпинелей.

Хромшпинелиды рудопроявлений Халиловского массива, локализованных в его южной части дунит-гарцбургитовой СВК, относятся к низкотитанистым магнезиальным хромитам (рис. 2.12).

Выводы

Состав халиловских хромшпинелидов по содержанию MgO и FeO близок к кемпирсайским – их моды полностью совпадают (14–16 % и 10–15 %, соответственно), при этом первые являются менее хромистыми, чем вторые – моды #Cr 0,77 и 0,84, соответственно.

Акцессорные хромшпинелиды из дунитов по содержанию трехвалентных компонентов близки к рудообразующим, отличаясь от них несколько повышенной железистостью.

Акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов имеют глиноземистый состав по сравнению с рудообразующими хромшпинелидами и акцессориям из дунитов.

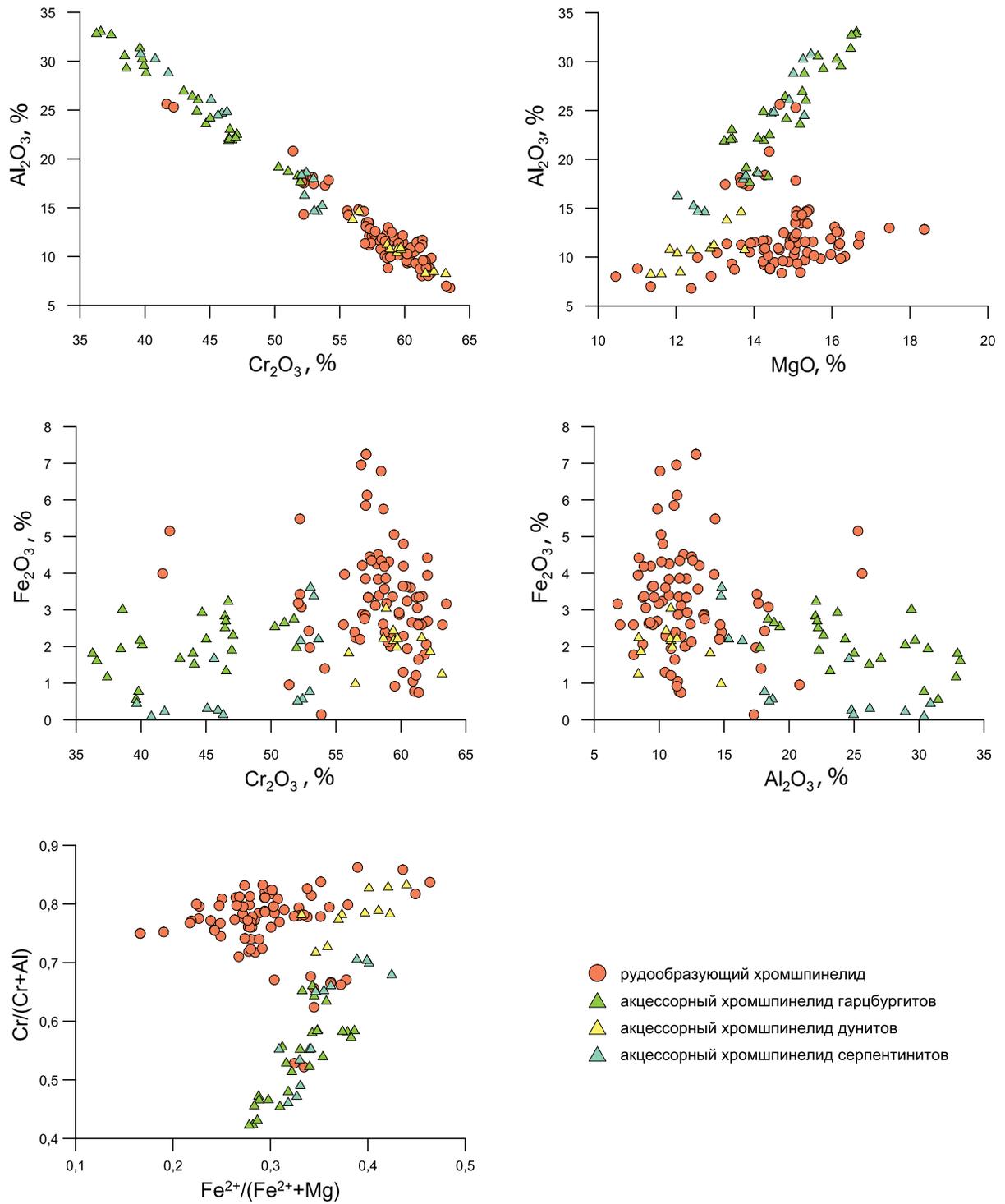


Рис. 2.11. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего и акцессорного хромшпинелида Халиловского массива

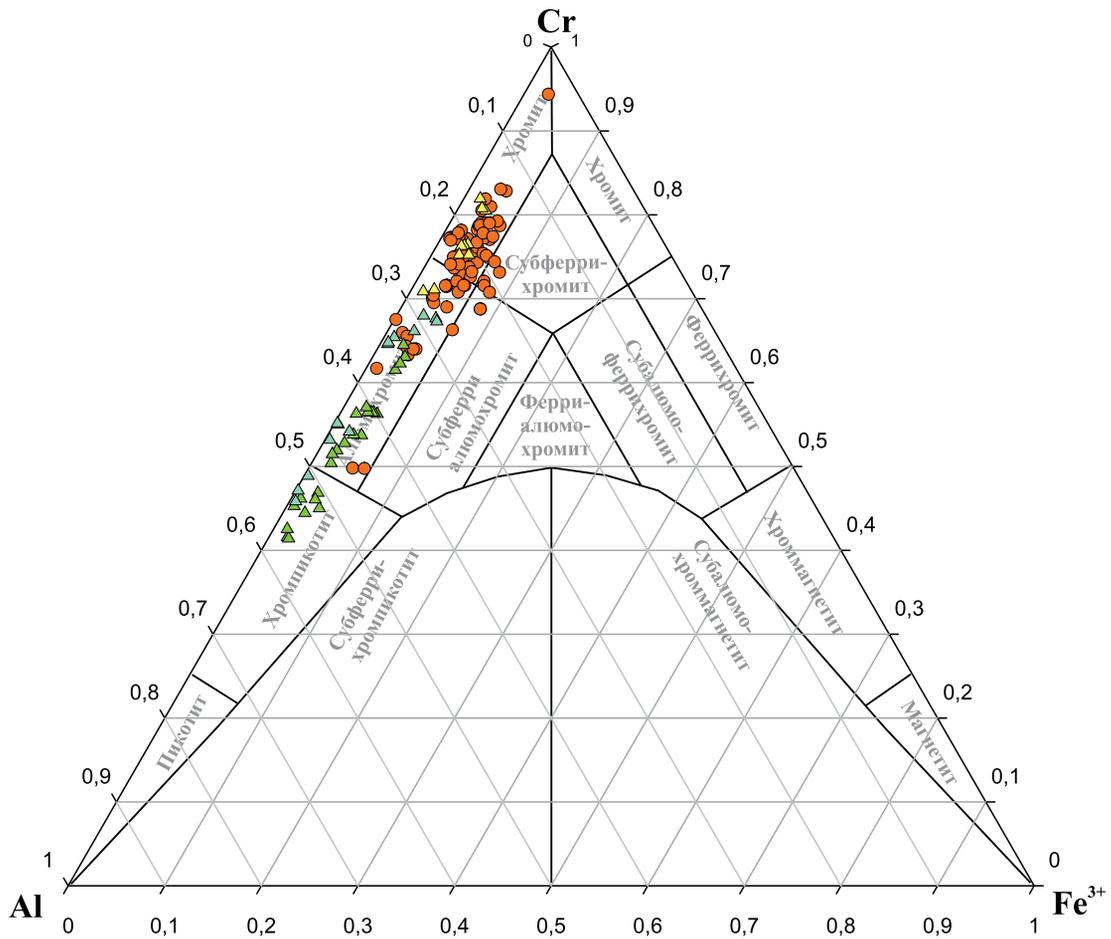


Рис. 2.12. Вариационная диаграмма рудообразующего и акцессорного хромшпинелида Халиловского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.11

Верблюжьегорский массив

Геологическое строение

Верблюжьегорский массив находится в Карталинском районе Челябинской области, в 4,5 км западнее г. Карталы. В структурном отношении он расположен на границе Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба вдоль крупного надвигового нарушения. Массив, протяженностью около 20 км и шириной 1,5-2 км на севере, 5-6 км на юге, имеет серповидную в плане форму, выпуклую на восток. Его площадь составляет около 50 км² (рис. 2.13).

По геофизическим данным массив представляет собой надвинутую на запад пластину мощностью около 1,5 км. Характер гравитационного и магнитного полей в районе восточного контакта предполагает падение массива на восток, под вмещающие породы, которые в западном экзоконтакте представлены метасланцами верхнего протерозоя, метаморфическими и осадочными породами нижнего ордовика; в восточном экзоконтакте – кремнисто-сланцевыми сланцами и песчаниками нижнего карбона. В северной части гипербазиты прорываются пермскими гранитоидами, под воздействием которых происходило их окремнение и оталькование. Контакты массива с вмещающими породами тектонические. Возраст – ордовикский.

Массив сложен антигоритовыми апогарцбургитовыми серпентинитами, среди которых встречаются как неистощенные (30–35 % ортопироксена), так и истощенные (15–20 %) разности. Аподунитовые серпентиниты представлены лишь единичными шлировидными телами. В пределах восточного и южного эндоконтактов развиты тела габброидов. Отмечаются дайки аподолеритовых амфиболитов.

Характерной особенностью массива является сильная тектоническая нарушенность пород – повсеместно развиты несколько систем тектонических нарушений разного ранга. Большая часть массива покрыта площадной корой выветривания мощностью до 40 м.

Все исследователи однозначно относят Верблюжьегорский массив к гарцбургитовому СВК.

Хромитоносность

Хромитовые рудные объекты выявлены на всей площади массива, максимальная их концентрация отмечается на юго-востоке в пределах Главного рудного поля, где расположены наиболее крупные проявления и месторождения (рис. 2.13). В 30–40-е годы прошлого века сближенные и изолированные рудные тела именовались месторождениями. В пределах Главного рудного поля они образуют две ветви: на севере – месторождения 7–8, 9, 9а, 19 и в центральной части – месторождения 10, 10а, 26, 11, 12, 20, 21, 29, 30, 30а. Рудные объекты меньшего масштаба в южной части поля (16 и 17–18) получили название Объединенного месторождения. Изолированные тела 13–28 и ряд других рассматриваются как самостоятельные объекты.

Большинство месторождений Главного рудного поля по особенностям морфологии и условиям залегания рудных тел подчиняются строгому тектоническому контролю.

Преобладающая часть месторождений представлена субмеридиональными крутопадающими жилообразными телами (месторождения 7–8, 9–9а, 11, 12, 30–30а). В плане они протягиваются в виде двух субпараллельных цепочек, разделенных крупной дайкой микроамфиболитов. Вторая группа месторождений – это пологозалегающие линзовидные тела широтного простирания и восточного-юго-восточного падения (месторождения 10, 10а, 17–18, 13–28).

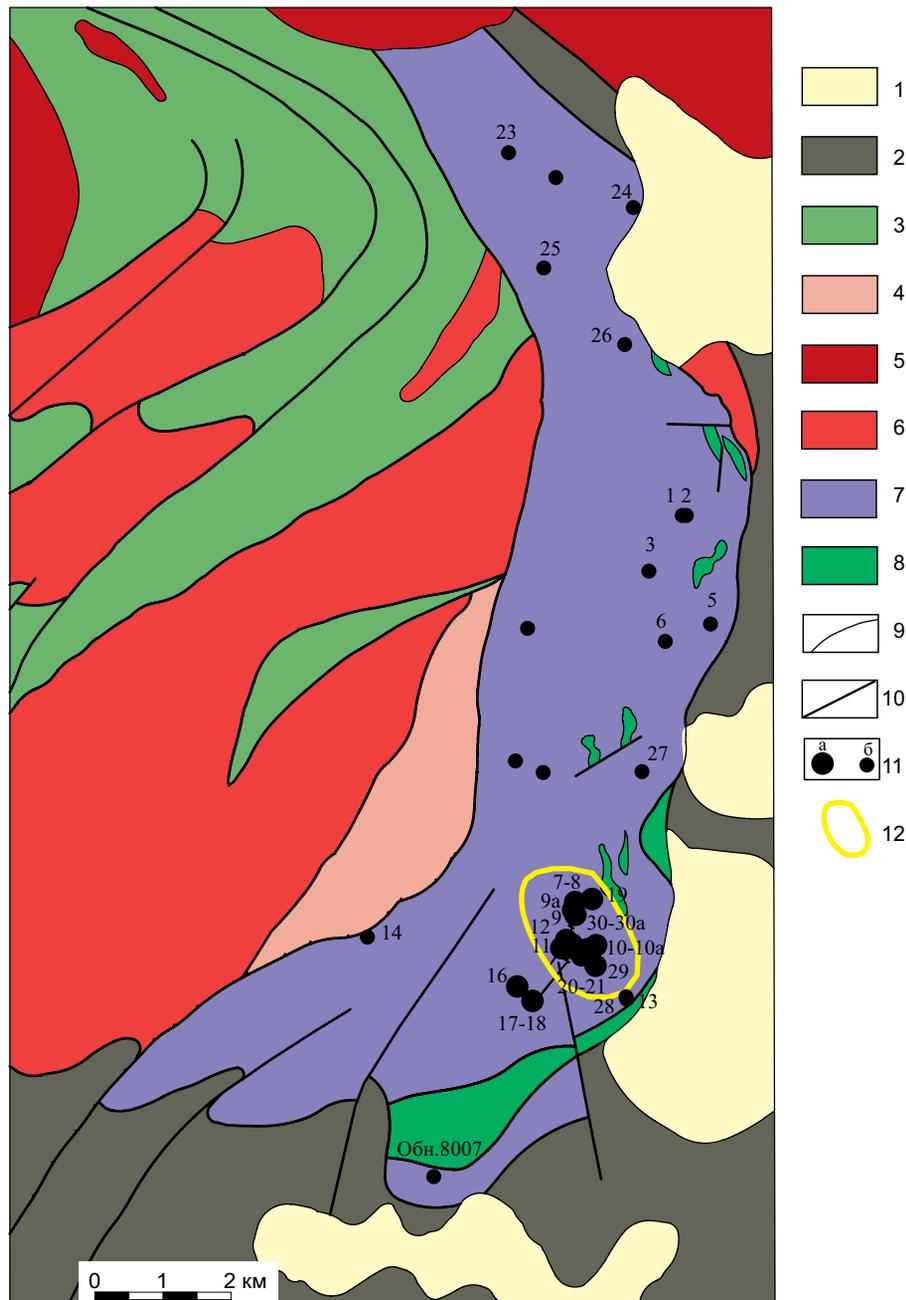


Рис. 2.13. Схематическая геологическая карта Верблюжьегогорского массива [27]:

- 1 – осадочные отложения (N_1); 2 – осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения (C_1);
 3 – осадочные и метаморфические породы (O_1); 4 – метаморфические образования (PR_2); 5 – гранитоиды (P);
 6 – гранитоиды (C); 7-8 – ордовикский офиолитовый комплекс, гарцбургитовый СВК: 7 – серпентиниты апогарцбургитовые; 8 – габбро; 9 – геологические границы; 10 – разрывные нарушения; 11 – месторождения (а) и рудопроявления (б) хромовых руд и их названия; 12 – контур Главного рудного поля

Длина рудных тел колеблется от 10 до 245 м, мощность – от 1 до 16 м. По падению они прослежены от первых метров до 60–70 м, иногда до 170 м. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие, нередко окаймляются метасоматитами, сложенными хлоритом, тальком, вермикулитом, серпентином и др. Преобладают массивные (42–50 % Cr_2O_3) и густовкрапленные руды (39–42 % Cr_2O_3) руды, встречаются бедные редковкрапленные полосчатые разности.

Для всех рудных тел массива характерна чрезвычайно интенсивная пострудная тектоника, иногда со значительными амплитудами перемещений, в результате чего рудные тела разбиты на ряд растащенных и изолированных блоков, рассматриваемых как отдельные месторождения.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелина практически всех рудных объектов представлен 204 микрозондовыми анализами [27, 44, 49].

Распределение Cr_2O_3 имеет нормальный характер с модой 47%, максимальная плотность распределения лежит в интервале 45–55% (рис. 2.14). Al_2O_3 образует три примерно одинаковых по частоте встречаемости моды – 0–2%, 18–20%, 22–24%, разделенных широкими и узкими «провалами». Распределение Fe_2O_3 многомодальное – 2–4% и 6–8%. Отрицательные значения характерны для нестехеометричных шпинелей, а значения, превышающие 8% – для метаморфизованных шпинелей. Максимальная плотность распределения FeO лежит в интервале 10–16%, а MgO – 12–16%, при этом их гистограммы зеркально отражают друг друга. Содержание TiO_2 составляет 0–0,2%.

Мода показателя $\#Cr$ соответствует 0,58, максимальная плотность распределения показателя $\#Fe$ соответствует 0,2–0,4. Мода показателя $\#Fe^{3+}/Fe_{общ.}$ – 0,1–0,2.

Верблюжьегорские хромшпинелиды характеризуются широкими вариациями содержания основных компонентов, интервалы которых для алюминия достигают 30%, магния и закисного железа – 15–20%, окисного железа и хрома – 65%.

Широкий разброс в составе и сложный многомодальный характер распределения основных компонентов свидетельствуют о глубоких метаморфических преобразова-

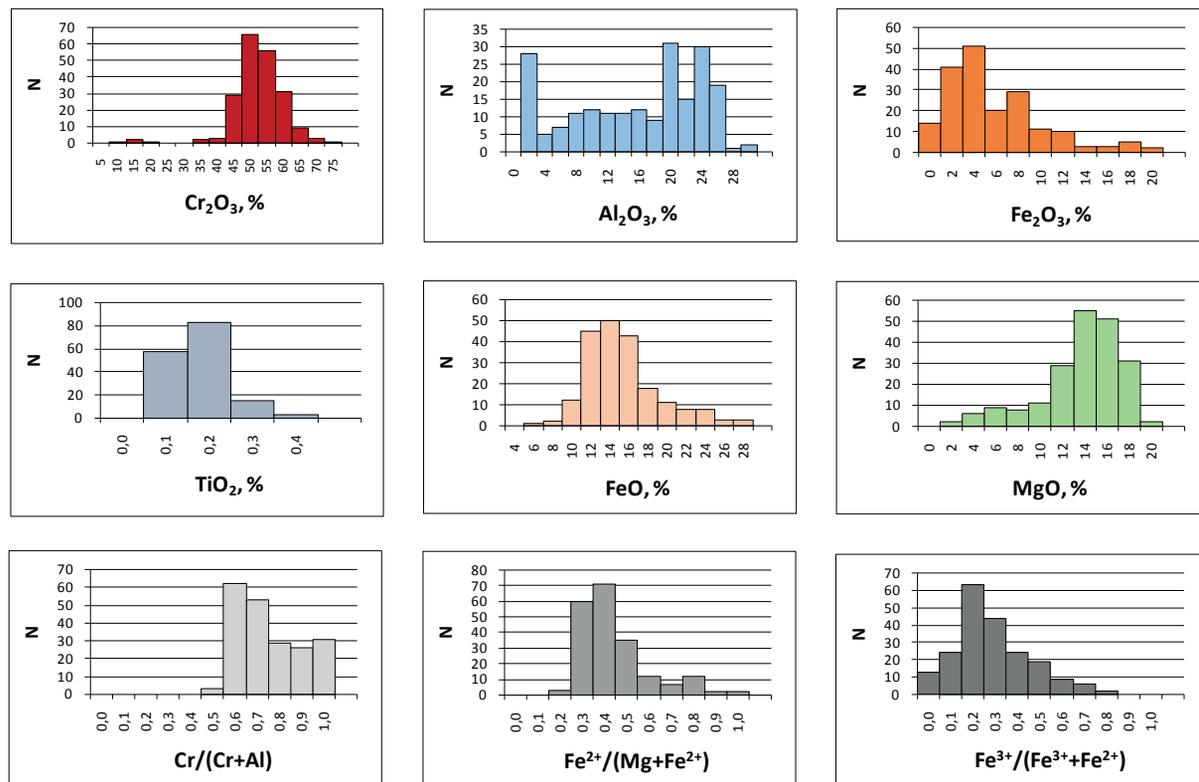


Рис. 2.14. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Верблюжьегорского массива

ниях разного характера и интенсивности, что подтверждается развитием тонкочешуйчатого хлорита по микротрещинам и швам катаклаза рудных зерен с образованием хромит-хлоритового агрегата со скелетной, ситовой и войлочной текстурами.

По содержанию Al_2O_3 хромшпинелиды разделены на «первичные» и «метаморфизованные». По характеру его распределения выделены четыре группы.

В первую вошли сильно метаморфизованные высокожелезистые шпинели с содержанием Al_2O_3 от первых десятых до 4% (первая главная мода), самыми высоким содержанием Fe_2O_3 и FeO и меняющимся от 5 до 55% содержанием Cr_2O_3 . Проявлена четкая обратная связь между Cr_2O_3 и Fe_2O_3 и ее отсутствие между показателями #Cr-#Fe (рис. 2.15).

Во вторую группу включены метаморфизованные хлоритизированные хромшпинелиды с содержанием Al_2O_3 от 4 до 18% (протяженный плоский участок между первой и второй главными модами) и самым высоким содержанием Cr_2O_3 – от 50 до >70%. Такие особенности состава обусловлены потерей Al_2O_3 , необходимого для образования хлорита, с одновременным обогащением Cr_2O_3 (до 70% и более) за счет увеличения объема новообразованного хлорита в зернах хромшпинелида. При этом повышается содержание окисного и закисного железа, а магния – падает с 16 до 9%. Характерен самый большой разброс значений основных компонентов, что говорит о разной степени интенсивности данного процесса: чем больше хлорита будет заполнять объем рудных зерен, тем более железистым и хромистым будет его состав. Для хромшпинелидов данной группы устанавливаются прямые связи между содержанием Al_2O_3 и MgO и показателями #Cr-#Fe, и обратные – между содержанием Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 2.15).

В менее нарушенных зернах, как правило в центральной их части, хромшпинелид, представляющий третью и четвертую группы, сохраняет свой первичный состав.

Третью группу составили первичные хромшпинелиды (вторая главная мода) с содержанием Al_2O_3 – от 18 до 22%, MgO – от 9 до 16% и Cr_2O_3 – от 45 до 52%.

К четвертой группе относятся самые низкохромистые и низкожелезистые неметаморфизованные хромшпинелиды с содержанием Al_2O_3 – от 22 до 29%, MgO – от 14,5 до 18% и Cr_2O_3 – от 40 до 48%.

Для первичных хромшпинелидов двух последних групп характерны обратные связи между парами Cr_2O_3 – Al_2O_3 и Cr_2O_3 – Fe_2O_3 (рис. 2.15).

Вероятно, различные моды содержания Al_2O_3 третьей и четвертой групп свидетельствуют о локализации рудопроявлений с более глиноземистой шпинелью в истощенных гарцбургитах, а менее глиноземистых – в истощенных гарцбургитах.

Следует также отметить, что при таком разделении на группы только по содержанию Al_2O_3 возможно попадание части метаморфизованных хромшпинелидов в первичные из-за более сложных взаимосвязей между двух- и трехвалентными элементами.

Выявленные закономерности наглядно отражены на тройной диаграмме (рис. 2.16). Первичные хромшпинелиды третьей и четвертой групп занимают нижнюю половину области алюмохромита параллельно оси Cr-Al и характеризуются следующими диапазонами содержания: Cr_2O_3 – 40–52%, Fe_2O_3 – 18–29%, Fe_2O_3 < 5%, FeO – 9–12%, MgO – 12–18%.

Метаморфогенные хлоритизированные шпинели второй группы, занимающие верхние области алюмохромита и субферриалюмохромита под косым углом к оси Cr-Al, перемещаются в сторону более железистых и хромистых областей субферрихромита.

Высокожелезистые хромшпинелиды первой группы с минимальным содержанием Al_2O_3 расположились вдоль оси Fe^{3+} -Cr от области феррохромита до магнетита.

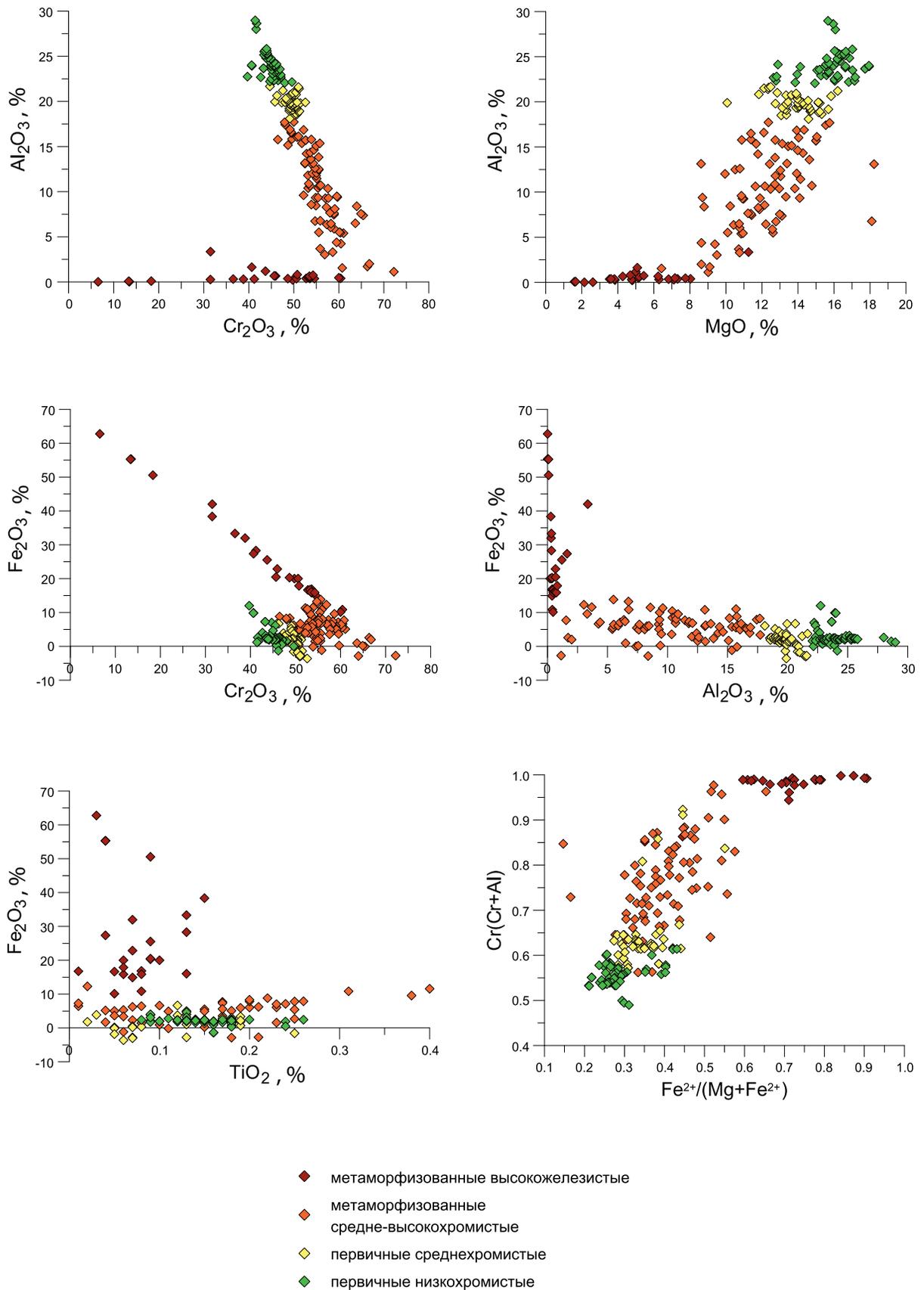


Рис. 2.15. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Верблюжьегогорского массива

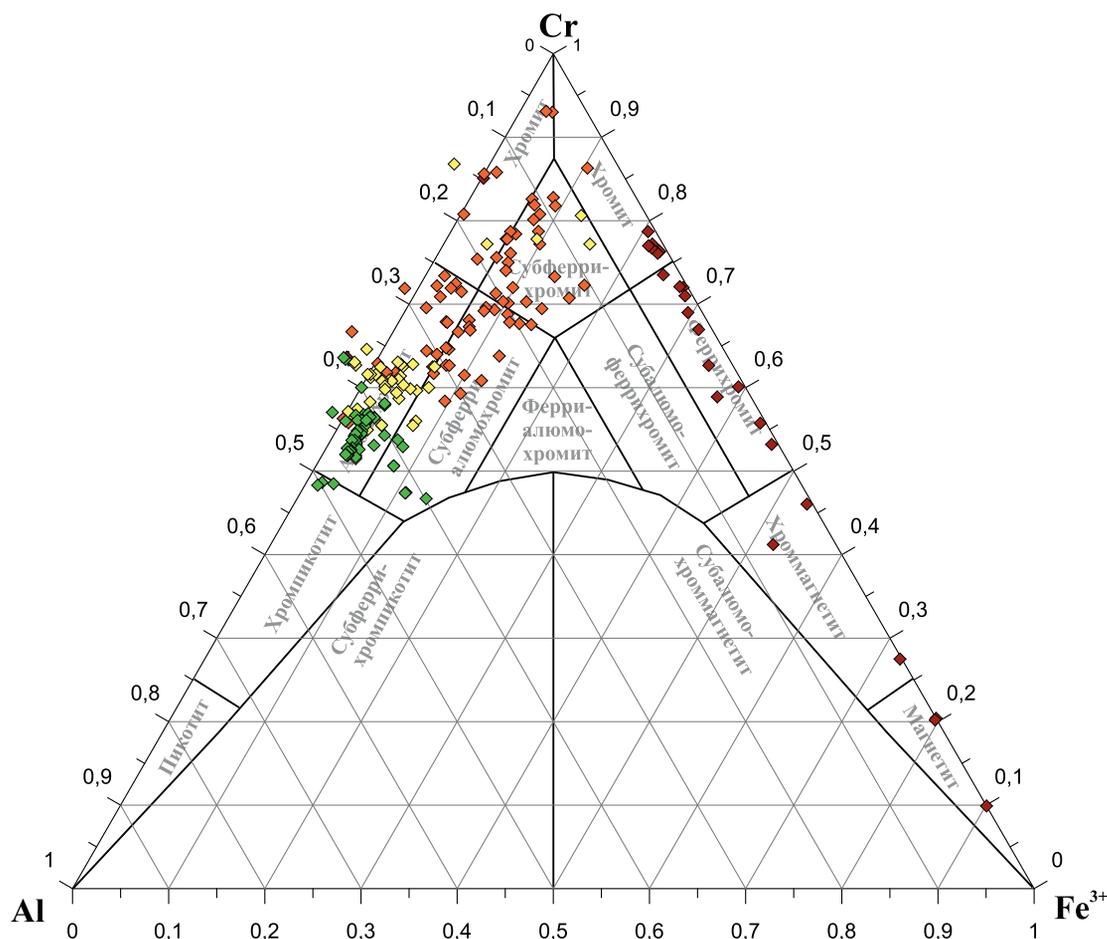


Рис. 2.16. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Верблюжьегогорского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.15

Выводы

Первичные рудообразующие хромшпинелиды представлены низкохромистыми (глиноземистыми) низкожелезистыми разностями, относимыми к алюмохромиту, среди которых статистически выделяются более и менее глиноземистые. Вероятно, первые связаны с неистощенными, а вторые – с истощенными гарцбургитами.

Верблюжьегогорские хромшпинелиды характеризуются широкими вариациями состава основных компонентов и сложным многомодальным характером их распределения, что свидетельствует о глубоких метаморфических преобразованиях разного характера и интенсивности.

При хлоритизации хромшпинелид теряет алюминий и магний, обогащаясь при этом хромом и железом. Содержание алюминия при этом может упасть до первых процентов, а хрома – увеличиться до более чем 70%. Казалось бы, хорошо, происходит природное обогащение рудных шпинелей, но при этом резко падает качество руд, так как некогда монолитные рудные зерна превращаются в тонкосросшийся хромит-хлоритовый агрегат, непригодный для обогащения. Такие руды встречаются на многих альпинотипных и стратиформных месторождениях.

При более высоком потенциале кислорода происходит замещение хрома окисным железом, вплоть до превращения его в хроммагнетит и магнетит. Как правило, эти железистые разности образуются по краям рудных зерен и микротрещинам в них.

Первомайский массив

Геологическое строение

Первомайский массив расположен в Свердловской области на восточном склоне Среднего Урала в Медведевско-Арамильской структурно-формационной зоне Восточно-Уральской мегазоны. Массив удлиненно-овальной в плане формы, вытянут в меридиональном направлении на 36 км при ширине от 4 до 8 км. Общая площадь массива – около 210 км², его гипербазитовой части – около 150 км² (рис. 2.17). Контакты с вмещающими осадочными и вулканогенно-осадочными породами девона тектонические, с узкими (20–50 м) зонами рассланцевания и милонитизации. По геологическим данным контакты массива в северной части имеют западное падение под углом 70°, в южной – погружаются под вмещающие породы (западный – на запад, восточный – на восток). По геофизическим данным и результатам глубокого бурения массив представляет собой пластину мощностью 0,5–1,2 км, погружающуюся на запад под углами 45–50° и постепенно выклинивающуюся на глубине 5–6 км. Возраст массива ранне-среднеордовикский. Массив прорван раннекаменноугольными гранитоидами, образующими штокообразные и дайкообразные тела субмеридионального простирания, в основном, тяготеющими к западной и южной частям массива.

На Первомайском массиве условно выделяются два блока: западный, сложенный породами гарцбургитового СВК, и восточный – дунит-гарцбургитового СВК (рис. 2.17). Первый блок расположен в южной и северо-западной частях массива и сложен преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами с подчиненным количеством аподунитовых. Незначительно распространены серпентиниты по лерцолитам и верлитам. Первые образуют тела протяженностью до 1 км в северо-западной части блока. Вторые слагают вытянутые тела среди апогарцбургитов серпентинитов южной части блока, а также вдоль контактов с габброидами.

Второй блок протягивается узкой субмеридиональной полосой в северо-восточной и восточной частях массива и в равной мере сложен серпентинитами по дунитам и гарцбургитам. Аподунитовые серпентиниты (серпентинизированные дуниты) образуют в плане неправильные полосы и линзы субмеридиональной ориентировки. К югу площадь их развития резко сокращается.

Габброиды прослеживаются прерывистой полосой по периферии массива и характеризуются высокой магнезиальностью и кальциевостью, резко пониженной щелочностью.

Хромитоновость

Рудные объекты на Первомайском массиве распределены неравномерно. В северной и центральной частях расположены по 14 рудопоявлениям, наибольшее их количество (44) находится в южной части массива (см. рис. 2.17).

Рудные тела линзообразной формы обычно располагаются группами в количестве от 3 до 12, на расстоянии 30–200 м друг от друга на площадях 0,01хп–0,1км². Большинство из них приурочены к апогарцбургитовым серпентинитам, другие локализованы либо в дунитовых телах, либо в их приконтактных зонах. Длина тел – 5–70 м, мощность до 10 м. По падению тела прослеживаются в среднем от 5 до 15 м, редко – до 55 м (рудопоявления Лебяжинское, Новое Дело, Качкинское 3).

Ориентировка преимущественно субмеридиональная – субсогласная простиранию массива, реже субширотная. Углы падения крутые – 65–70°. Как правило, простые формы рудных тел, независимо от их размеров, в той или иной степени нарушены тек-

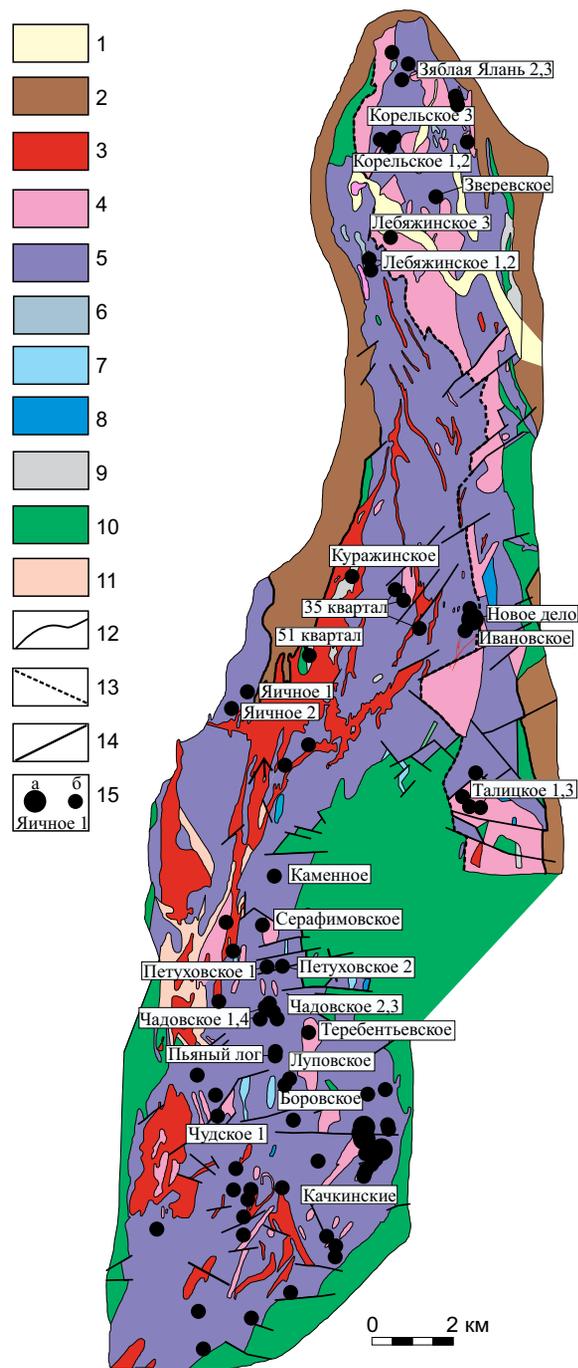


Рис. 2.17. Схематическая геологическая карта Первомайского массива [23]:

- 1 – четвертичные отложения; 2 – осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения (D_2); 3 – гранитоиды (С); 4-11 – ранне-среднеордовикский офиолитовый комплекс; 4 – аподунитовые серпентиниты; 5 – апогарцбургитовые серпентиниты; 6 – серпентинизированные лерцолиты; 7 – серпентинизированные верлиты; 8 – серпентинизированные пироксениты; 9 – серпентиниты; 10 – габбро; 11 – талькиты; 12 – геологические границы; 13 – граница между гарцбургитовым (западная часть массива) и дунит-гарцбургитовым (восточная часть массива) СВК; 14 – разрывные нарушения; 15 – месторождения (а) и рудопроявления (б) хромовых руд

тониной. Вблизи рудных тел часто наблюдается расланцевание, смятие пород, обилие зеркал скольжения, зон дробления, офитизации и перетирания с образованием рудных брекчий. Контакты преимущественно резкие, реже постепенные.

Руды представлены преимущественно сплошными массивными разностями. На некоторых рудопроявлениях по периферии рудных тел отмечаются вкрапленные руды (Новое Дело, Яичное 1 и др.). Среднее содержание Cr_2O_3 колеблется от 32 до 44 %.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида массива представлен 244 микрозондовыми анализами из 35 месторождений и рудопроявлений (рис. 2.17) [27].

Распределение хрома и алюминия в рудообразующих хромшпинелидах массива имеет многомодальный характер. По содержанию этих компонентов составы распадаются на три дискретные группы: I – глиноземистые; II – среднехромистые; III – высокохромистые (рис. 2.18).

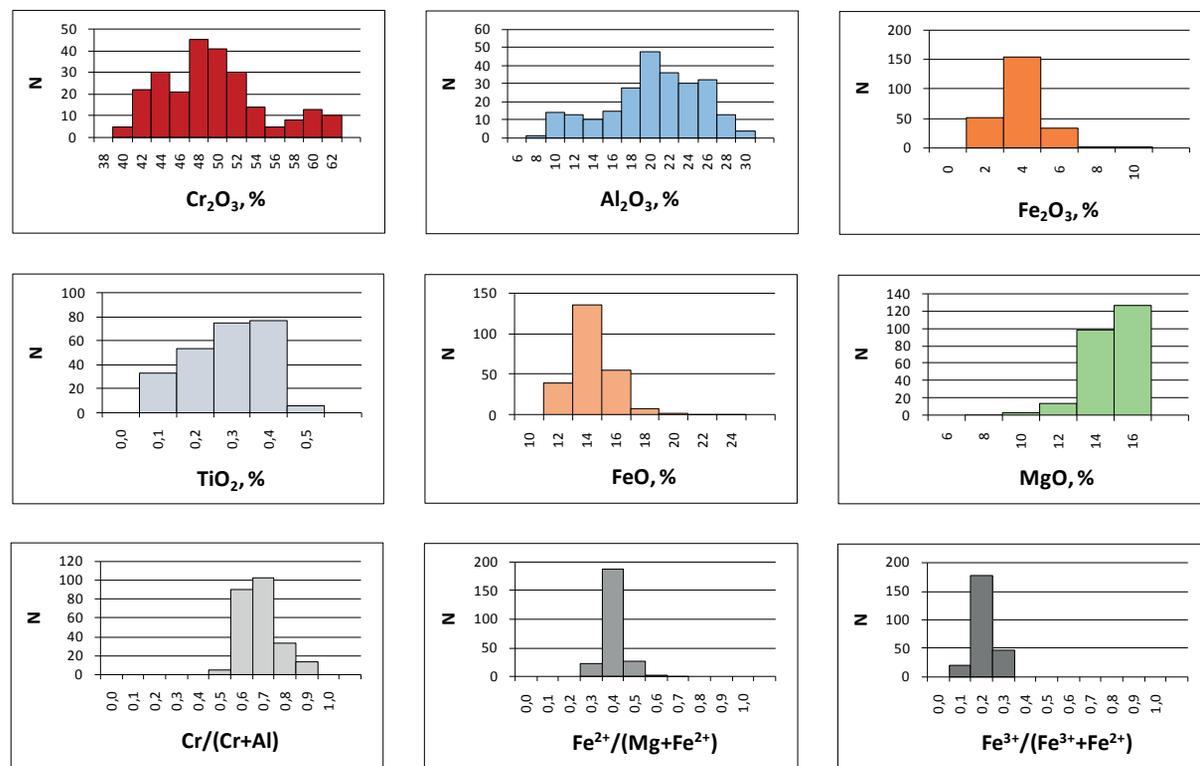


Рис. 2.18. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Первомайского массива

Для хромшпинелидов I группы диапазон содержаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 составляет 38–46 и 22–28 % соответственно. К ней относятся шпинели рудопроявлений Зяблая Ялань, Корельское 3, Каменное, Серафимовское, Петуховское 2, Тереховское и группа Качкинских месторождений. Первые два рудопроявления залегают среди пород дунит-гарцбургитового СВК, остальные – в гарцбургитовом СВК. Содержание MgO меняется от 13,5 до 16 %. Показатель $\#Cr$ соответствует 0,5–0,6 (рис. 2.19).

Для самой многочисленной II группы содержание Cr_2O_3 и Al_2O_3 лежит в интервалах 46–55 и 14–22 % соответственно. Выделяются рудопроявления с более хромистой шпинелью (Cr_2O_3 50–55 %) – Зверевское, Лебяжинское-1 и 2, 51 квартал, Яичное 2, Луповское и рудопроявления с содержанием Cr_2O_3 <50 % – Куражинское, Чадовские 1 и 4, Чудское, Боровское. На ряде рудопроявлений, таких как 35 квартал, Ивановское, Новое дело, Петуховское 1, состав хромшпинелидов меняется в широких пределах без видимых разрывов, охватывая весь диапазон содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 для II группы. Большая часть рудопроявлений приурочена к гарцбургитам, реже – к дунитам гарцбургитового СВК, рудопроявления Куражинское и 51 квартал локализованы в лерцо-

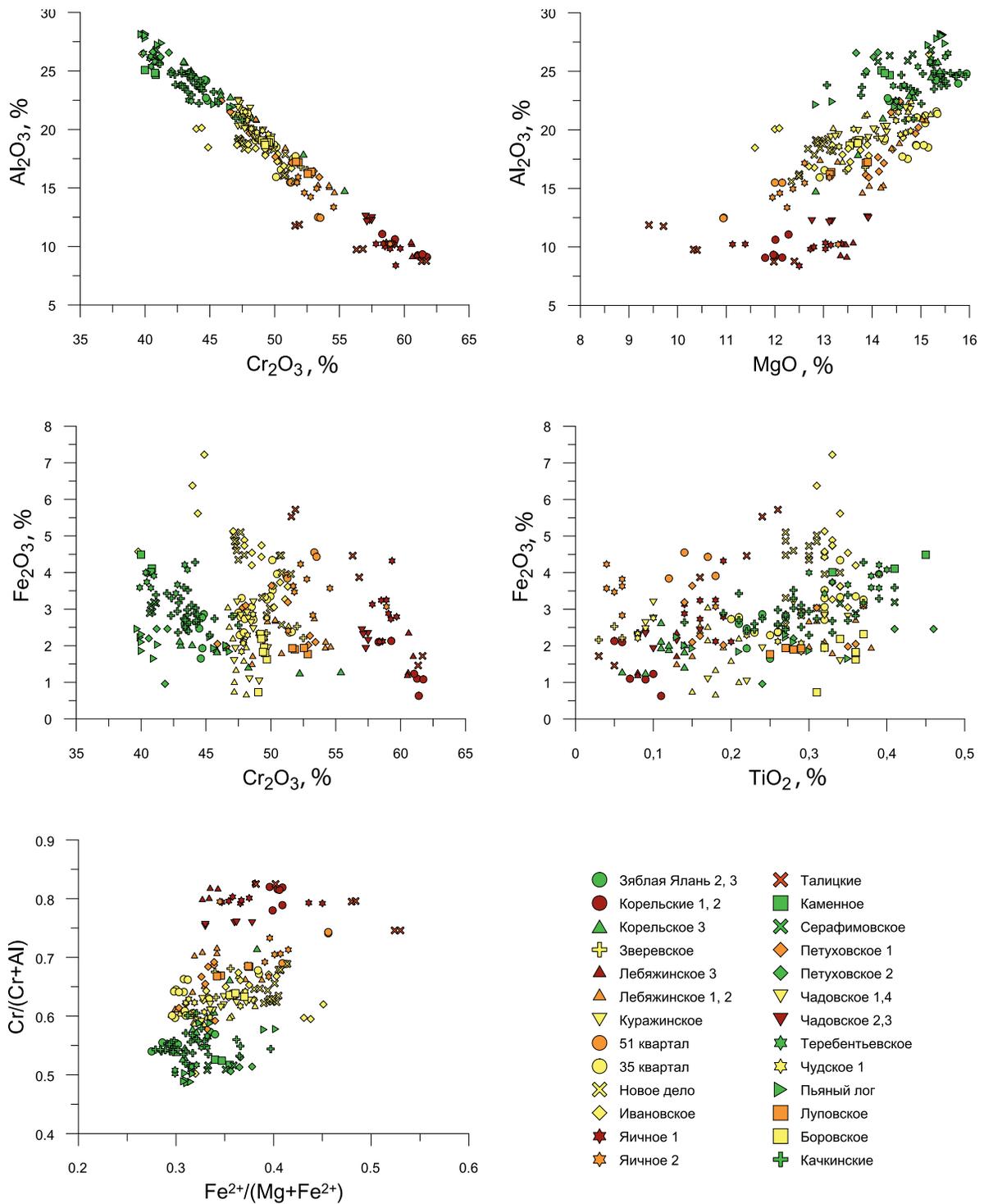


Рис. 2.19. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Первомайского массива. Зеленые значки – хромшпинелиды I группы, желтые и оранжевые – II группы, коричневые – III группы

литах, а Зверевское – в гарцбургитах дунит-гарцбургитового СВК. Содержание MgO меняется от 12 до 15,5 %, показатель #Cr – 0,6–0,7.

Хромшпинелиды III группы составляют менее 10 % от всего количества. Содержание Cr_2O_3 и Al_2O_3 в них варьирует очень незначительно – 57–62 и 8–12 % соответственно. Рудопроявления локализованы в пределах как гарцбургитового СВК – Яичное 1, Чадовское 2 и 3, так и дунит-гарцбургитового СВК – Корельское 1 и 2, Лебяжье 3, Та-

лицкое 1 и 3. Содержание MgO меняется от 10,5 до 14%. Показатель #Cr превышает 0,7. Хромшпинелиды данной группы выделяются низкими содержаниями TiO_2 , V_2O_3 , NiO, CoO по сравнению с двумя первыми группами.

Хромшпинелиды всех трех групп отличаются низким показателем #Fe – мода 0,3–0,4 и $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ.}}$ – мода 0,1–0,2. При этом глиноземистые шпинели содержат несколько больше Fe_2O_3 и меньше FeO по сравнению с остальными шпинелями (рис. 2.19).

Глиноземистые хромшпинелиды I группы более титанистые, чем высокохромистые III группы – 0,2–0 и 0,4–0,2 TiO_2 соответственно.

Общей характеристикой хромшпинелидов является «традиционная» для альпино-типных руд обратная связь между хромом и алюминием с высоким $K_{\text{корр.}}$. Для хромшпинелидов I и II групп устанавливаются положительные связи между парами Al_2O_3 –MgO и показателями #Cr–#Fe, в то время как для высокохромистых шпинелей III группы эти связи не проявлены (рис. 2.19).

Сравнивая расположение рудных объектов (рис. 2.17), нетрудно заметить, что ни их место в структуре массива, ни тип вмещающих пород, относимых к тому или иному СВК, не определяют состав хромшпинелида. Так, например, хромшпинелид из рудопроявления Зяблая Елань, находящегося на севере массива предположительно в породах дунит-гарцбургитового СВК, имеет тот же состав, что и в Качкинских месторождениях, расположенных в южной части массива в гарцбургитовом комплексе, и вместе с тем отличается от хромитов соседнего Зверевского рудопроявления. Рудопроявления Петуховское 2 и Петуховское 1, расположенные рядом и залегающие в гарцбургитах гарцбургитового СВК, сложены шпинелями контрастного состава. То же касается и Чадовских рудопроявлений.

Одной из возможных причин нарушения установленной связи между составом рудообразующего хромшпинелида и вмещающих пород может быть воздействие гранитоидов каменноугольного возраста, которое и без того усугубило сильные вторичные изменения гипербазитов и хромовых руд.

Преобладающей минеральной разновидностью хромшпинелидов массива является алюмохромит – фигуративные точки состава заняли всю его область, слагая параллельный тренд к оси Cr-Al. Хромит же составляет менее 10% (рис. 2.20).

Выводы

Для Первомайского массива характерны руды глиноземистого магнезиального типа, связанные с неистощенными или слабоистощенными гарцбургитами гарцбургитового СВК.

По содержанию Cr_2O_3 и Al_2O_3 хромшпинелиды массива распадаются на три дискретные группы: I – глиноземистые низкожелезистые; II – среднехромистые низкожелезистые; III – высокохромистые низкожелезистые. Хромшпинелиды первых двух групп обладают схожими типохимическими характеристиками, отличаясь по ряду признаков от третьей группы.

Для хромшпинелидов трех групп характерен низкий показатель $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ.}}$ – мода 0,1–0,2.

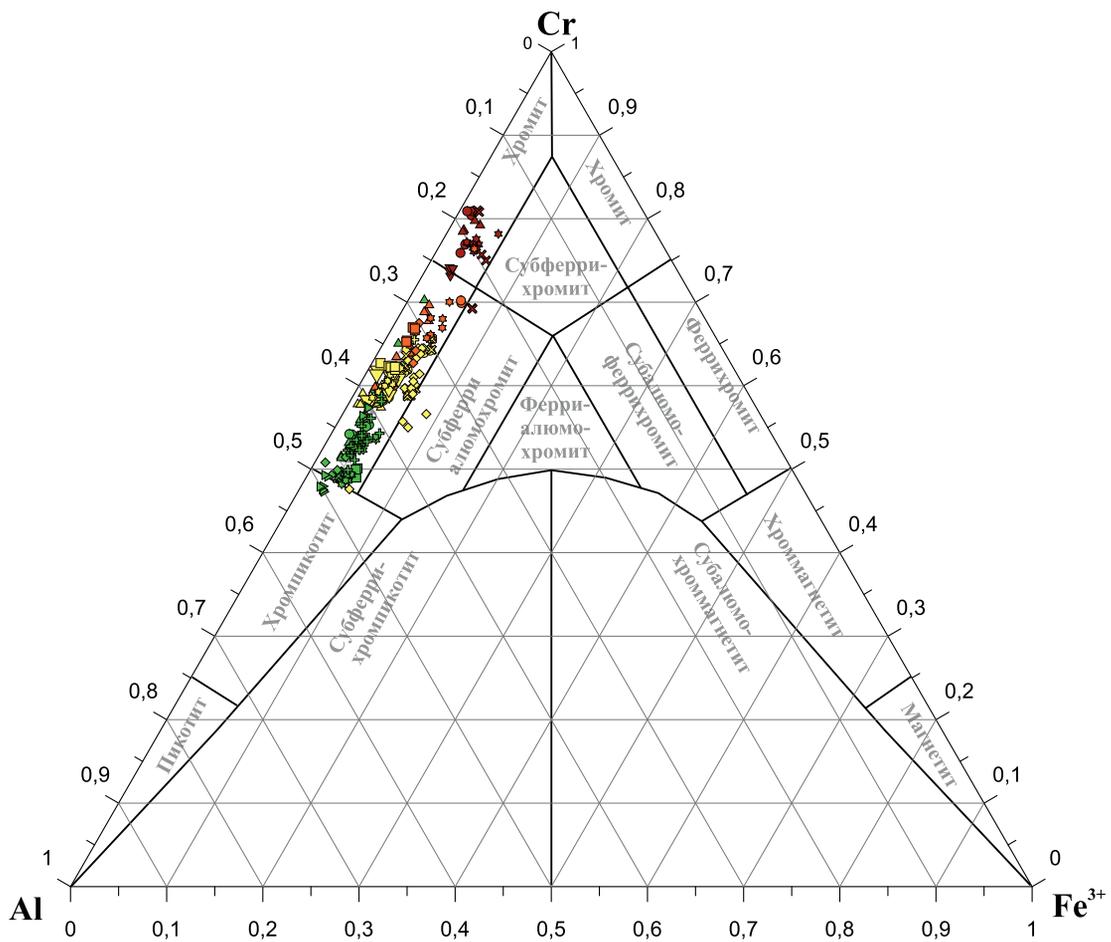


Рис. 2.20. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Первомайского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.19

Восточно-Тагильский массив

Геологическое строение

Восточно-Тагильский массив (Свердловская область) расположен в Серовско-Маукской структурно-формационной зоне, пограничной между Тагило-Магнитогорской и Восточно-Тагильской мегазонами.

Массив вытянут на 110 км в меридиональном направлении при ширине 4,5 км на севере и 8,5 км на юге. По геофизическим данным он имеет пластообразную форму с падением на запад под углами 60–80°. Контакты массива с вмещающими породами – тектонические с зонами расщепления, брекчирования и гидротермальными изменениями пород (оталькование, карбонатизация, лиственитизация). С запада массив обрамляется габбро, диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами раннего силура, с востока – нижнепротерозойским метаморфическим комплексом и раннекаменноугольными гранитоидами. Возраст массива ордовикский. Все известные рудопроявления хромитов сосредоточены в средней и южной частях массива.

Средняя часть Восточно-Тагильского массива по особенностям геологического строения условно разделена на два блока – Западный и Восточный (*рис. 2.21*).

Гипербазиты Западного блока представлены преимущественно серпентинизированными дунитами с ограниченным развитием серпентинизированных гарцбургитов (дунит-гарцбургитовый СВК). Дуниты из приконтактной зоны содержат незначительное количество энстатита, которое возрастает до 5–10% по мере приближения к контакту с гарцбургитами. В гарцбургитах Западного блока отмечается пониженное содержание ортопироксена, редко превышающее 20–25%. В северной части Западного блока выделяются три пликативные флексуорообразные структуры – Кутузовская, Сионская и Петровская, к которым приурочены небольшие тела клинопироксенитов, верлитов и габбро.

В Восточном блоке преобладают гарцбургиты с содержанием энстатита 25–35% (гарцбургитовый СВК).

Гипербазиты массива почти нацело серпентинизированы. В Западном блоке развиты преимущественно лизардит-антигоритовые, в Восточном – антигоритовые серпентиниты. Наряду с серпентинизацией, по тектонически ослабленным зонам гипербазиты подвержены хлоритизации, карбонатизации, окварцеванию, а на контактах с гранитоидами – оталькованию и окварцеванию, с образованием тальк-хлоритовых, тальк-карбонатных метасоматитов и зон окварцованных змеевиков.

Южная часть массива сложена в различной степени серпентинизированными гарцбургитами. Другие разности гипербазитов встречаются в резко подчиненном количестве. Аподунитовые серпентиниты составляют не более 1% от общей площади южного фрагмента массива. Лерцолиты и их серпентинизированные разности, тесно ассоциирующие с гарцбургитами, образуют внутри последних или в их краевых частях шшироподобные обособления небольшого размера. Тела оливиновых клинопироксенитов и верлитов, площадь распространения которых не превышает первых процентов, развиты преимущественно в периферических частях массива.

Хромитоносность

В средней части Восточно-Тагильского массива рудные тела связаны с Западным блоком, где развиты породы дунит-гарцбургитового СВК. Коренные объекты хромовых руд тяготеют к смыканию крыльев флексуороподобных структур (Кутузовское 1,

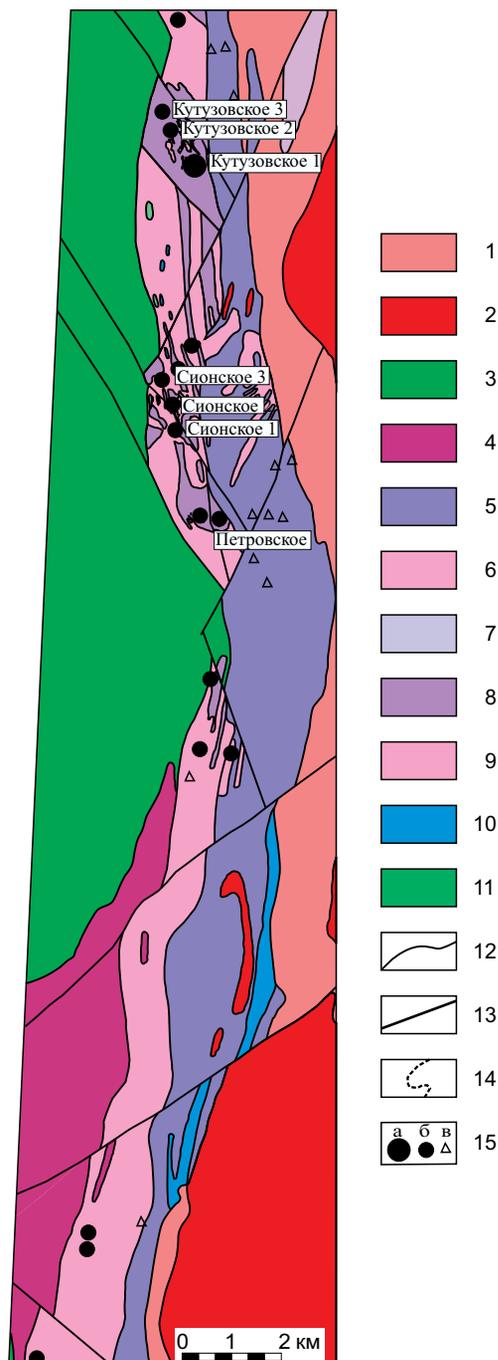


Рис. 2.21. Схематическая геологическая карта средней части Восточно-Тагильского массива [6]:

1 – метаморфический комплекс пород (PR₁); 2 – гранодиориты (C₁); 3 – габброиды (S₁); 4 – гранитоиды (S₁); 5-11 – ордовикский офиолитовый комплекс: 5-7 – гарцбургитовый СВК: 5 – гарцбургиты серпентинизированные; 6 – дуниты серпентинизированные; 7 – серпентиниты нерасчлененные; 8-9 – дунит-гарцбургитовый СВК: 8 – гарцбургиты серпентинизированные; 9 – дуниты серпентинизированные; 10-11 – дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК: 10 – клинопироксениты, верлиты; 11 – габброиды; 12 – геологические границы; 13 – тектонические нарушения; 14 – граница между гарцбургитовым и дунит-гарцбургитовым СВК; 15 – месторождения (а) и рудопроявления (б), делювиально-элювиальные развалы (в) хромовых руд

Кузузовское 2, Центральное, Сионское 1, Сионское 2, Сионское 3, Петровское) и приурочены к телам дунитов дунит-гарцбургитового СВК. Протяжённость рудных тел по простиранию составляет от первых метров (рудопроявление Центральное – 2,5 м) до 38 м (месторождение Кузузовское 1), по падению – до 45 м (рудопроявление Петровское), мощность – от 0,4 до 2,25 м, иногда достигает 20 м (месторождение Кузузовское 1). Содержание Cr₂O₃ в средне-густовкрапленных рудах составляет 30–45 %.

В пределах развития гарцбургитового СВК (Восточной блок) выявлено небольшое количество рудопроявлений хромитов, в основном представленных делювиально-элювиальными развалами.

В южной части массива сосредоточены более 32 хромовых рудопроявлений, эксплуатировавшихся в конце 19- начале 20 веков. Хромовое оруденение локализуется в апогарцбургитовых, реже – аподунитовых серпентинитах. Рудные тела представлены преимущественно одиночными жилами. Протяжённость рудных тел по простиранию не превышает 10–25 м (за исключением жилы Долгой – 100 м), по падению – 30–50 м. Мощность варьирует от первых сантиметров до 6 м, в среднем 1,0–1,5 м. Простирание рудных тел изменяется в широких пределах – от широтного до меридионального, падение – преимущественно вертикальное. Для объектов характерна нарушенность залегания с амплитудой смещения до первых десятков метров, что приводит к разобщению рудных тел по тектоническим блокам. Рудные тела сложены преимущественно сплошными рудами с четкими контактами. Реже отмечаются постепенные переходы от бедно- до густовкрапленных и сплошных руд.

Содержание основных компонентов в сплошных рудах колеблется в следующих пределах: Cr₂O₃ – 35,9–54,67%; Al₂O₃–10,24–13,94%; FeO–11,52–16,56%; MgO – 10,86–19,24%; SiO₂ – 2,78–8,86 %.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 34 микрозондовыми анализами из рудопроявлений, локализованных в пределах Западного блока средней части массива – Кутузовских, Сионских и Петровского [27].

Ограниченное количество анализов – менее десятка на каждое из рудопроявлений, и отсутствие данных по составу шпинели из южной части массива позволяет лишь приблизительно оценить их типохимические особенности.

Хромшпинелиды рудопроявлений, локализованных в дунит-гарцбургитовом СВК, имеют как хромистый, так и глинозёмистый состав (рис. 2.22), причём неясно, принадлежат ли они к разным рудным телам или обособленным частям одного тела.

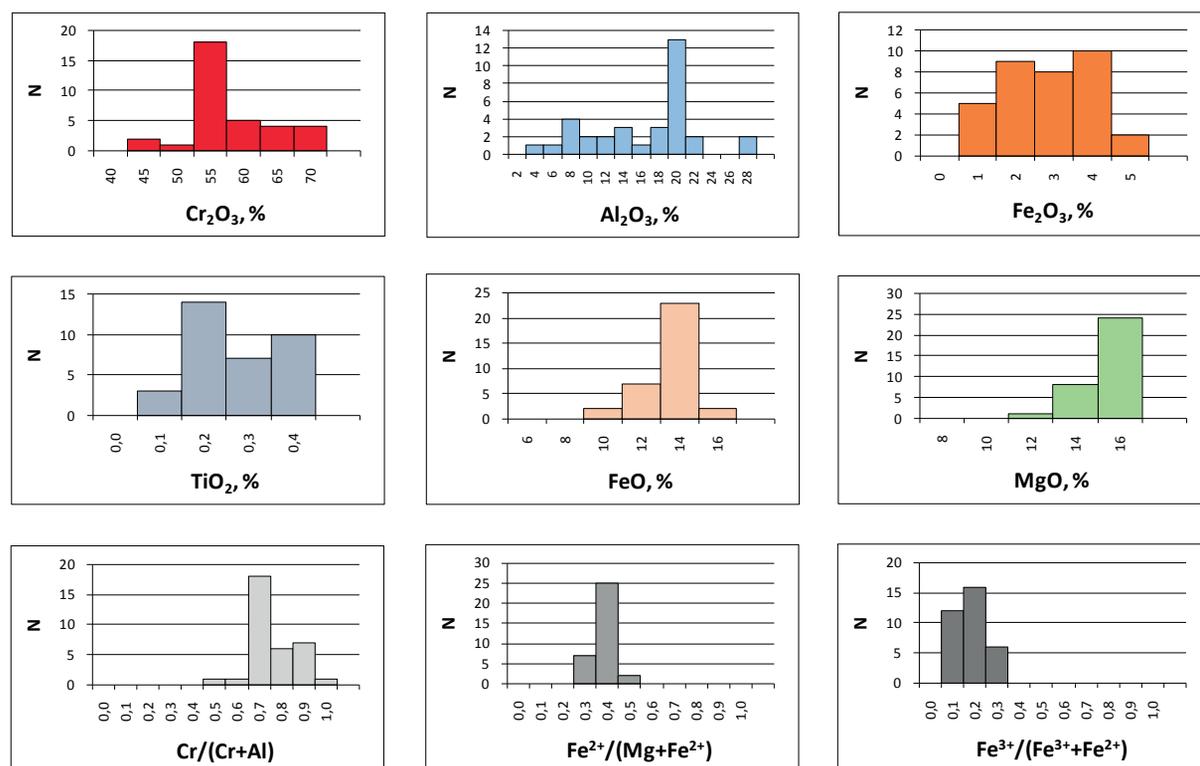


Рис. 2.22. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Восточно-Тагильского массива

Глинозёмистые шпинели с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 50\%$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 > 20\%$, составляют около 8%, а высокохромистые с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 < 9\%$, – около 23% от всех анализов. Остальные две трети отвечают модальным содержаниям: Cr_2O_3 50–55% и Al_2O_3 18–20%. Содержание Fe_2O_3 лежит в интервале от первых десятых до 4,5% и образует две примерно равные моды – 1–2% и 3–4%. Такой же характер распределения имеет и TiO_2 , его моды отвечают значениям на порядок ниже – 0,1–0,2 и 0,3–0,4%. Содержания FeO и MgO характеризуются одномодальным распределением с модами 12–14 и 14–16% соответственно.

Главная мода показателя $\#Cr$ составляет 0,7–0,6, второстепенная – 0,9–0,8. Мода показателя $\#Fe$ соответствует 0,4–0,3, показателя $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ – первые сотые–0,2.

Месторождения Кутузовское I и II, находящиеся на расстоянии одного километра одно от другого и не имеющие между собой какой-либо видимой пространственной связи в виде зоны убогой хромитовой минерализации, содержат как глинозёмистую, так и хромистую шпинель, причем переход от одной разновидности к другой не сопрово-

ждается промежуточными значениями. Состав обеих разновидностей хромшпинелида для этих месторождений, представленный 6 анализами, практически одинаков, за исключением небольшого различия в показателе $\#Fe^{3+}/Fe_{обш.}$ (рис. 2.23). Непредставительность данных по Кутузовским месторождениям не позволяет дать объяснение этому факту, особенно для месторождения Кутузовское 1, состоящего из одного рудного тела.

Петровское рудопроявление, в сравнении с Кутузовскими, являет пример иной генетической связи между рудными хромшпинелидами разного состава.

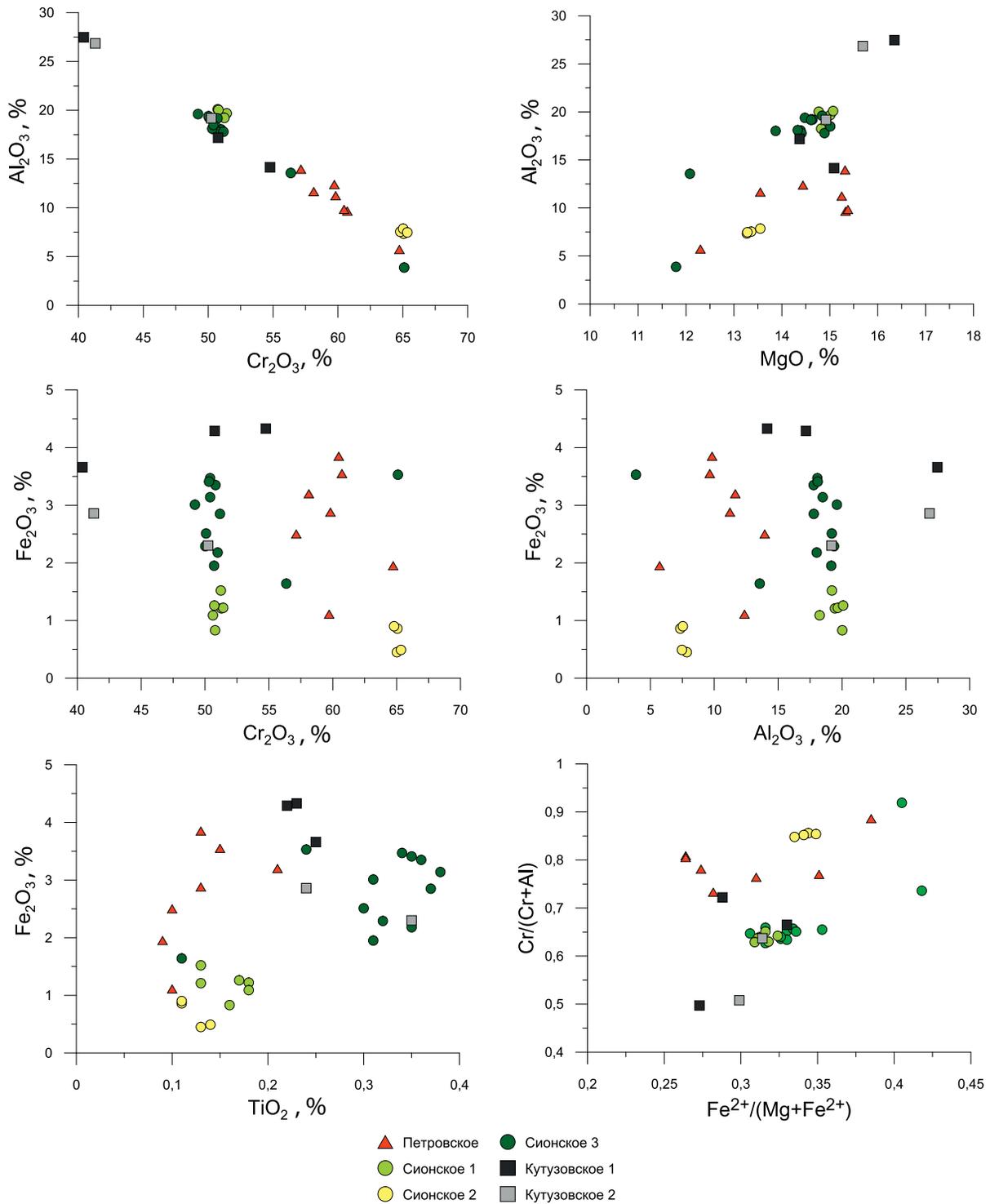


Рис. 2.23. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Восточно-Тагильского массива

Образцы руд представляют два отдельных пластообразных рудных тела из четырёх, слагающих рудопроявление. Различия хромшпинелидов по содержанию Cr_2O_3 и Al_2O_3 невелики: 50–60 % и 9–14 % соответственно (рис. 2.23). Между Fe_2O_3 , с одной стороны, и Al_2O_3 и TiO_2 , с другой, выявлена разнознаковая корреляционная связь – отрицательная для первой пары и положительная для второй, что свидетельствует о незначительных метаморфических изменениях состава хромшпинелидов с участием окисного железа.

Сионские рудопроявления находятся северо-западнее Петровского, ближе к западной границе массива. Предполагается, что они лежат в некоей субмеридиональной хромитоносной зоне, косо пересекающей серпентинизированные породы дунит-гарцбургитового комплекса и заходящей на северо-западе в комплекс сильно серпентинизированных гарцбургитов. Хромшпинелиды рудопроявлений Сионское 1 и 3 очень близки по содержанию Cr_2O_3 (около 50 %), Al_2O_3 (18–20 %) и MgO (14–15 %), отличаясь содержаниями Fe_2O_3 и TiO_2 ; шпинели рудопроявления Сионское 3 являются более железистыми (как и Петровские) и титанистыми (рис. 2.23). Крайняя степень обогащения хромом – 65,15 % Cr_2O_3 зафиксирована в хромшпинелиде рудопроявления Сионское 2.

Хромшпинелиды рудопроявления Сионское 2 относятся к хромиту, располагаясь в центральной части его области практически на оси Cr-Al (с минимальным содержанием Fe_2O_3). Шпинели Петровского рудопроявления располагаются в нижней области хромита, а рудопроявлений Сионское 1 и 3 – в центральной области алюмохромита. Часть шпинелей Кутузовских месторождений разместились на границе между хромпикотитом и алюмохромитом, остальные – в разных частях области алюмохромита (рис. 2.24).

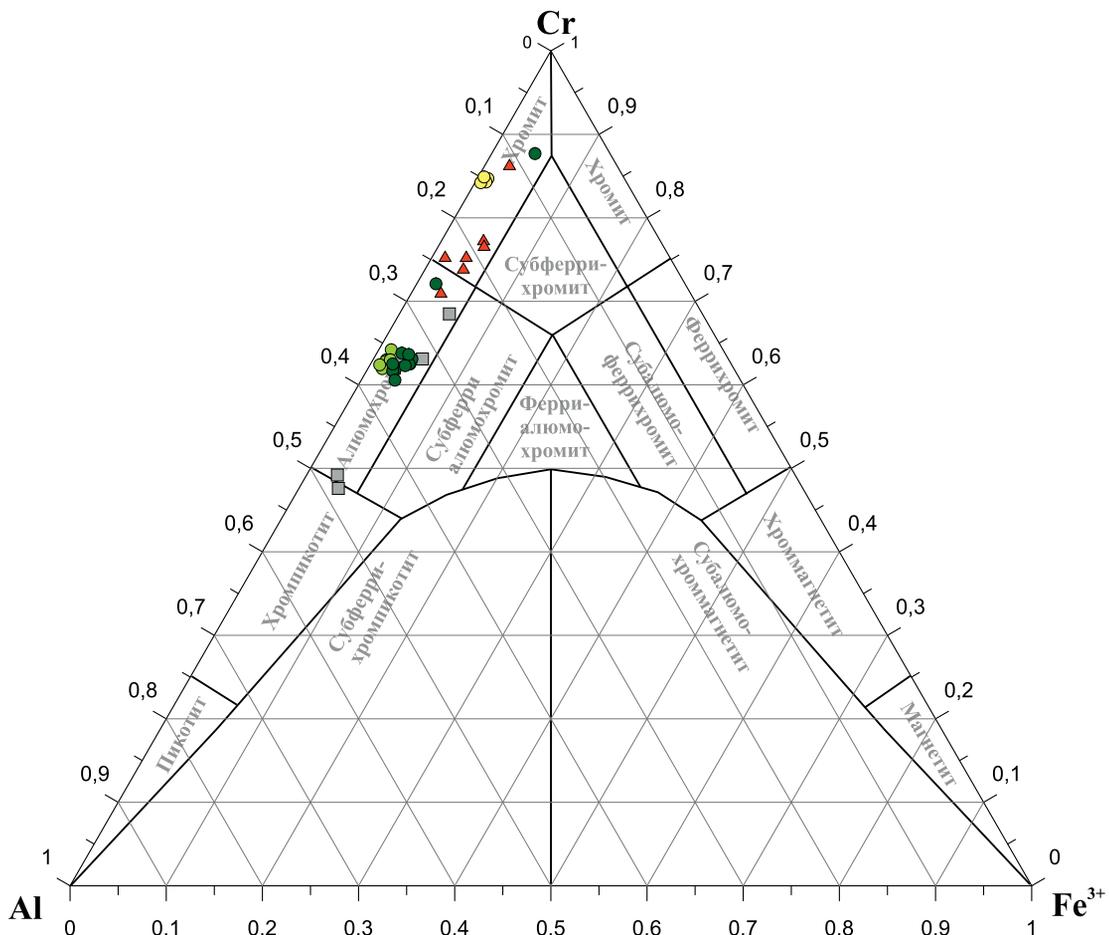


Рис. 2.24. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Восточно-Тагильского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.23

Верх-Нейвинский массив

Геологическое строение

Верх-Нейвинский массив расположен в Свердловской области в 60–70 км северо-западнее г. Екатеринбурга и приурочен к Маукскому сегменту Центральной сутурной зоны на границе Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон. Массив площадью около 200 км² имеет клинообразную в плане форму, вытянут с севера на юг на 25 км при максимальной ширине 11 км (рис. 2.25). Серией субширотных сбросов массив разбит на блоки, которые, в свою очередь, осложнены диагональными сбросо-сдвигами. Вмещающими породами являются силурийские глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы на востоке и верхнедевонские известняки на западе. Контакты с вмещающими породами тектонические с падением на восток под углами 50–80°. Возраст массива позднеордовикско-раннесилурийский.

Две трети площади массива сложены породами дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. В разной степени серпентинизированные дуниты, имеющие наибольшее площадное распространение, слагают крупные поля в северной, северо-западной и центральной частях массива. С востока и юго-востока центральное дунитовое тело окаймляется пироксенитами, сменяющимися габброидами. Переход клинопироксенитов к дунитам как постепенный через верлиты (в центральной части массива), так и через полосчатый дунит-клинопироксенитовый комплекс (в западной части). В последнем случае порядок смены пород – габбро → клинопироксеновое габбро → клинопироксениты → дуниты – отмечен как по латерали, так и по вертикали. В центральной части массива отмечается небольшое поле серпентинизированных гарцбургитов гарцбургитового СВК. Жильный комплекс представлен габбро, микрогаббро, диоритами, отмечаются эпидот-гранатовые и хлоритовые метасоматиты.

Общая серпентинизация дунитов и гарцбургитов колеблется от 5 до 100 %, обычно составляя около 50 %. В северной части массива серпентиниты представлены в основном антигоритовыми разностями, в южной – лизардитовыми и серпофит-лизардитовыми. Клинопироксениты серпентинизации практически не подвержены. Габброиды сильно метаморфизованы, пироксен превращен в уралит, плагиоклаз – в смесь эпидота, альбита и цоизита.

Хромитоновость

В пределах Верх-Нейвинского массива известны более шестидесяти месторождений и рудопроявлений хромовых руд, объединенных в три группы – Лешачьи Лога, Жужинско-Шаромская и Красногорско-Афонинская (рис. 2.25).

Самая многочисленная группа рудопроявлений Лешачьи Лога расположена в центральной части массива в крупном дунитовом теле, в непосредственной близости от контакта с пироксенитами. Длина рудных тел варьирует от 11 до 85 м, мощность – от 0,7 до 3,5 м. Простираение – меридиональное, угол падения на восток 78°. Глубина распространения оруденения – до 40–70 м. Отдельные рудные тела разорваны сбросо-сдвигами на мелкие блоки. Руды относятся к сплошным и вкрапленным разностям. Содержание Cr₂O₃ в сплошных рудах – 36–47 %, во вкрапленных – 10–37 %. Наиболее представительными являются рудопроявления с массивными и вкрапленными высокохромистыми рудами: Нижне-Александровское, Иконниковское I, Верхне-Александровское, Старое Верхне-Александровское и Калиничевское I.

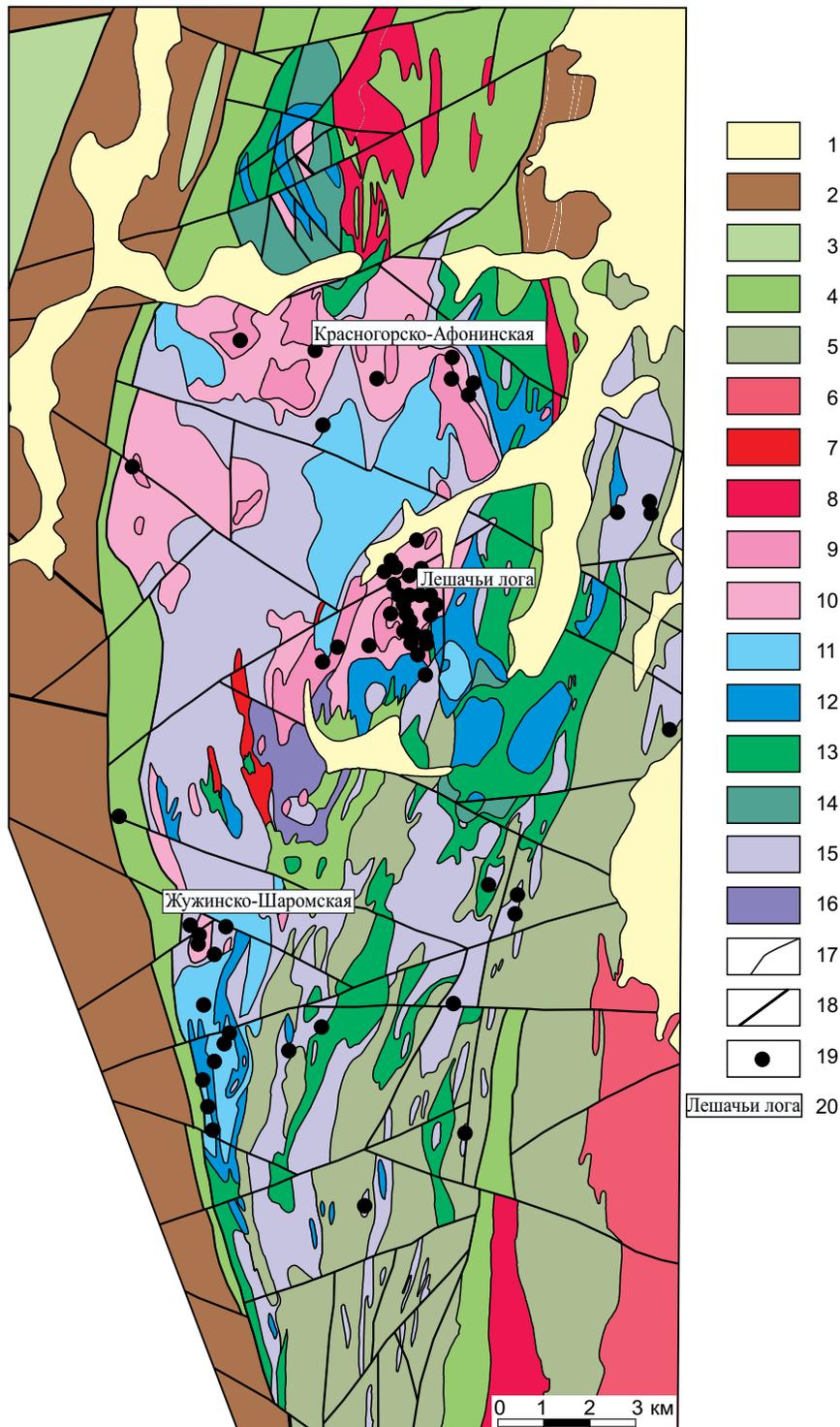


Рис. 2.25. Схематическая геологическая карта Верх-Нейвинского массива [13]:

- 1 – четвертичные отложения; 2 – туфогенно-карбонатные отложения ($D_{1,2}$); 3 – вулканогенные отложения (S_3-D_1); 4 – вулканогенно-осадочные отложения (S_1); 5 – вулканиды основного состава, углисто-кремнистые сланцы (O_3-S_1); 6 – граниты, гранодиориты, диориты (C_1); 7 – гранитоиды (D_3); 8 – позднеордовикско-раннесилурийские граниты, гранодиориты, гранитоиды (O_3-S_1); 9-16 – позднеордовикско-раннесилурийский офиолитовый комплекс: 9 – дуниты; 10 – серпентинизированные энстатитовые дуниты; 11 – верлиты и дуниты нерасчлененные; 12 – пироксениты, оливин- и плагиоклазсодержащие пироксениты; 13 – габбро пироксеновые нечеткополосчатые; 14 – габбронориты; 15 – серпентиниты; 16 – гарцбургитовый СВК, гарцбургиты; 17 – геологические границы; 18 – разрывные нарушения; 19 – рудопоявления хромитов; 20 – группы рудопоявлений

Жужинско-Шаромская группа рудопроявлений находится в юго-западной части массива. Рудопроявления расположены в дунитах среди верлитов. Рудные тела мощностью 1–3 м расположены в рудоносной зоне протяженностью 5000 м. Руды массивные и вкрапленные. Содержание Cr_2O_3 в массивной руде 49–53 %.

Красногорско-Афонинская группа рудопроявлений расположена в северной части массива в крупном теле дунитов, длина рудоносной зоны 1000 м, мощность рудных тел 1–20 м. Руды представлены преимущественно вкрапленными разностями с содержанием Cr_2O_3 20–25 %.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 36 микрозондовыми анализами Верхне-Александровского рудопроявления [1], которое приурочено к крупному дунитовому полю, входящему в состав дунит-верлит-клинопироксенитового СВК на контакте с габброидами. Пострудная тектоника, характерная для всех рудных тел группы Лешачьи Лога, наиболее отчетливо проявилась на Верхне-Александровском рудопроявлении, что привело к сильным метаморфическим изменениям руд.

Шпинели рудопроявления представлены высокохромистыми низко-среднежелезистыми разностями, около 90 % которых содержат $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 60\%$ (мода 64 %) (рис. 2.26). Максимальная плотность распределения содержания Al_2O_3 лежит в диапазоне 6–12 % (мода 9 %).

В более чем 52% шпинелей Fe_2O_3 отсутствует. Окисное железо, пусть и в небольших количествах, является обязательным компонентом в составе альпинотипных хромшпинелидов, и его отсутствие в более чем половине анализов позволяет усомниться в качестве определения $\text{FeO}_{\text{общ}}$, а также в расчетных составах FeO и Fe_2O_3 . Можно предположить, что автор [1], получив при пересчете отрицательную величину для Fe_2O_3 , обнулил ее.

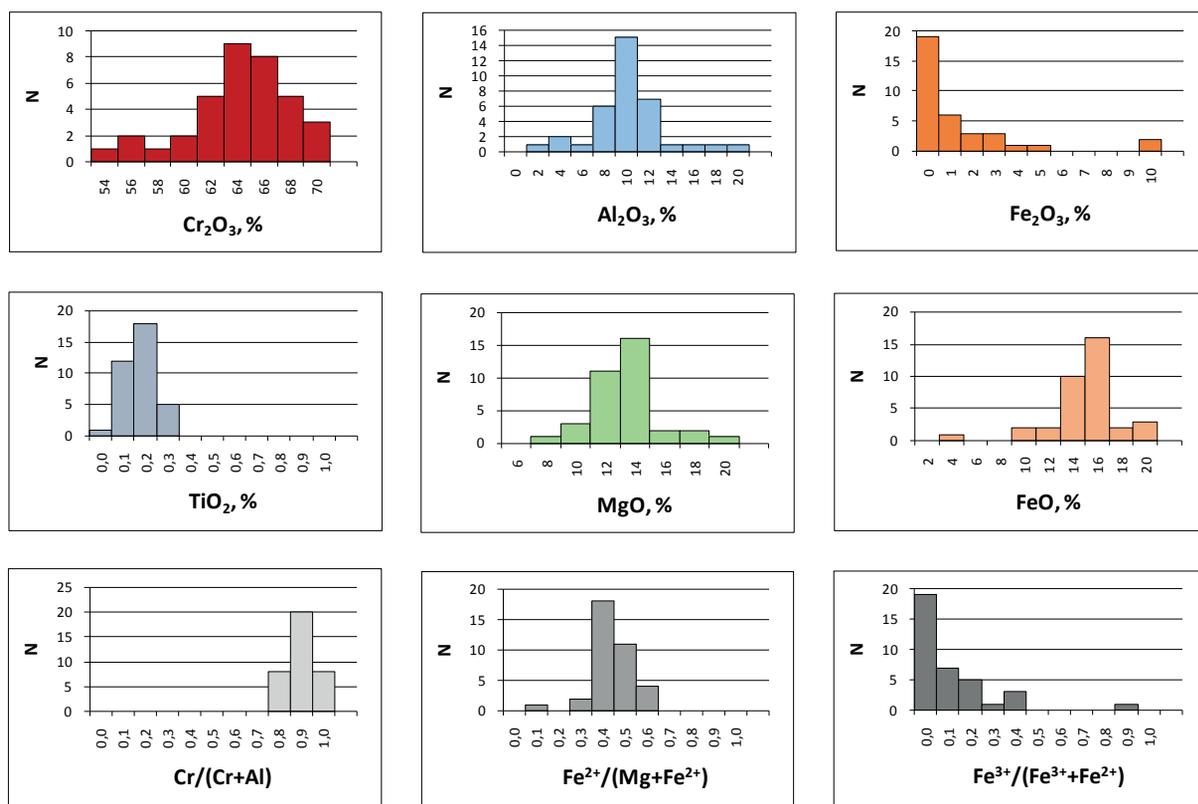


Рис. 2.26. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Верхне-Александровского рудопроявления (Верх-Нейвинский массив)

Диапазон содержания TiO_2 составляет 0,0н–0,3%, мода 0,1–0,2%. Мода FeO соответствует 14–16%, MgO – 12–14%. Модальное значение #Cr – 0,8–0,9, показателя #Fe – 0,3–0,4.

В подавляющем большинстве зерен хромшпинелида отсутствует зональность. Поля содержаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 в центре и краях зерен перекрываются и лежат в диапазоне 60–68% и 6–10% соответственно, диапазон содержания MgO составляет 11–14%. Можно предположить, что эти значения характерны для наименее метаморфизованных хромшпинелидов Верхне-Александровского рудопроявления (рис. 2.27).

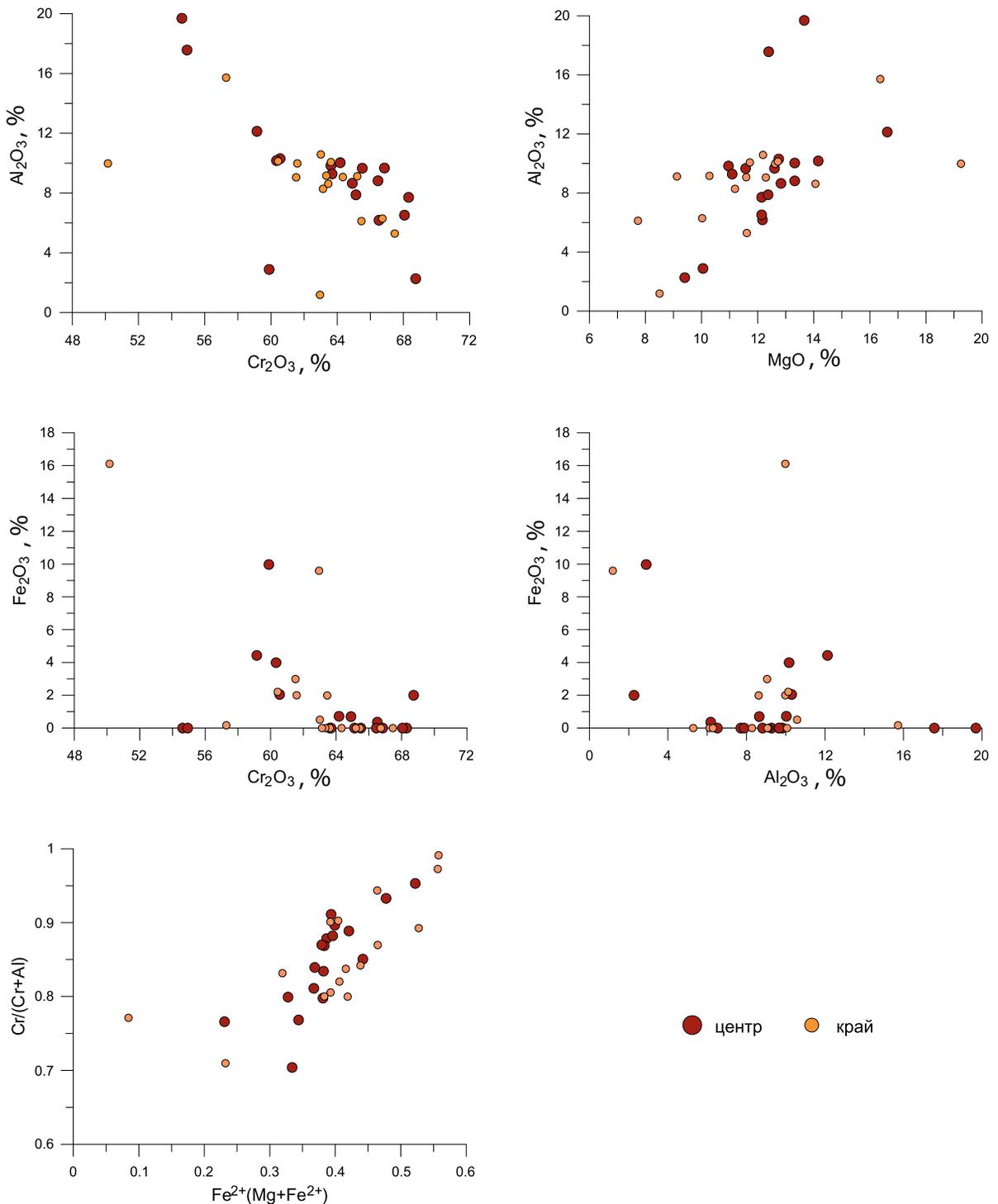


Рис. 2.27. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Верхне-Александровского рудопроявления (Верх-Нейвинский массив)

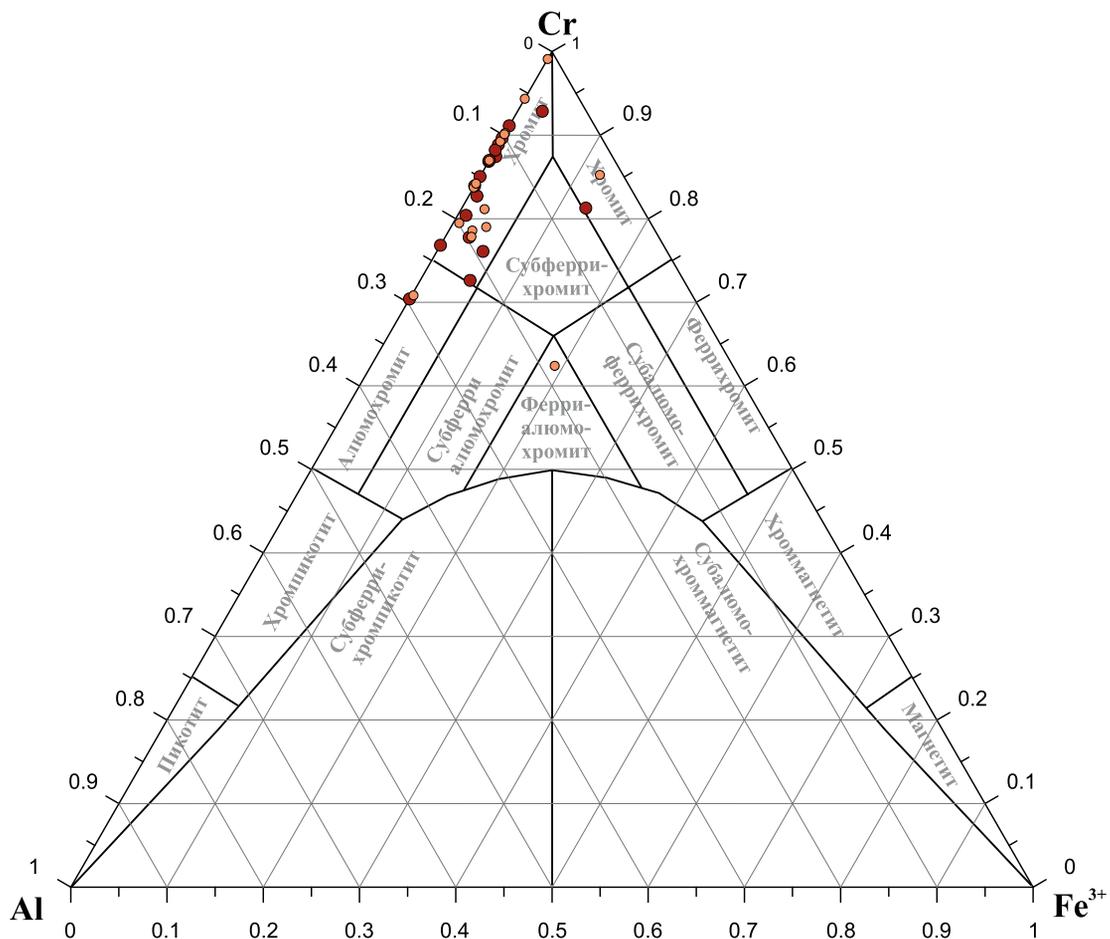


Рис. 2.28. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Верхне-Александровского рудопроявления (Верх-Нейвинский массив). Условные обозначения см. на рис. 2.27

Для хромшпинелидов рудопроявления намечается отрицательная связь между Cr_2O_3 и Al_2O_3 и положительная связь между показателями $\# \text{Cr}$ и $\# \text{Fe}$ (рис. 2.27).

Подавляющая часть состава хромшпинелида Верхне-Александровского рудопроявления относится к хромиту (рис. 2.28).

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды Верхне-Александровского рудопроявления представлены высокохромистыми магнезиальными разностями, около 90 % которых имеют содержания Cr_2O_3 выше 60 % (мода 64 %).

Нулевые содержания Fe_2O_3 для более половины анализов, видимо, изначально имели отрицательные значения и были обнулены автором. Отрицательные значения окисного железа характерны для сильно метаморфизованных «хлоритизированных» рудообразующих хромшпинелидов с очень высоким содержанием Cr_2O_3 (до 72 %).

Ключевской массив

Геологическое строение

Массив расположен в Сысертском районе Свердловской области в 48 км от г. Екатеринбурга, на восточном склоне Среднего Урала.

Массив площадью около 80 км² каплевидной в плане формы, вытянут в меридиональном направлении на 23 км, ширина меняется от 0,4 км на севере до 7,2 км на юге (рис. 2.29).

Контакты массива с вмещающими вулканогенными силурийскими и средне-верхнеордовикскими осадочными образованиями — тектонические. По геофизическим данным восточный контакт массива падает на запад, южный — на север под углом около 70°. Его мощность на севере оценивается в 700–800 м, на юге превышает 5 км. Возраст массива позднесилурийский.

В строении массива выделяются три структурно-вещественных комплекса: гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый. Тела габбро слагают краевые северную и западную части массива.

Породы гарцбургитового СВК развиты в центральной и западной частях массива. Отличительной чертой является крайне неравномерное распределение ромбического пироксена в гарцбургитах, содержание которого колеблется от первых процентов до 20–35 %. Степень серпентинизации пород не опускается ниже 70 %, серпентины представлены преимущественно антигоритом.

Дунит-гарцбургитовый СВК развит в северо-восточной части массива. Он представлен гарцбургитами с полосами и линзами эпигенетических дунитов, а также крупными телами дунитов линзовидной и неправильной формы.

Породы дунит-верлит-клинопироксенитового СВК слагают блок в южной части массива, отделенный от гарцбургитового СВК широтным тектоническим нарушением. Серпентинизированные дуниты слагают обширное поле площадью 6 км² в центре и на востоке блока. Их мощность достигает 1,2–1,5 км. На юге и западе дуниты сменяются верлитами, пироксенитами и габбро. Верлиты приурочены к контактам дунитов и пироксенитов, реже встречаются в виде обособлений среди пироксенитов и дунитов.

На массиве широкое развитие получили продукты метаморфизма гипербазитов, утративших признаки родоначального субстрата. В эту группу входят лизардит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты, тальк-карбонатные, кварц-карбонатные, серпентин-хлорит-тальковые горные породы и талькиты.

Серпентинизация в гипербазитах проявлена неравномерно — интенсивно в центральной и северной частях массива, слабее в дунитах южной части массива.

Хромитоносность

В пределах Ключевского массива известны более 130 месторождений и рудопроявлений хромовых руд, из них 30 — в северной и центральной частях и более 100 — в южной, связанных с краевыми дунитами дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, где проявления, по их сближенности на отдельных участках, объединены в месторождения и рудоносные участки (рис. 2.29).

Для месторождений и рудопроявлений гарцбургитового СВК (Чуровские, Мочище, Коровья Яма, Волегово, МИД) характерны небольшие размеры рудных тел, линзо-, жилообразная и штокообразная формы, резкие контакты с вмещающими породами. Длина по простиранию большинства не превышает 15–25 м, мощность — 1,5–2,0 м.

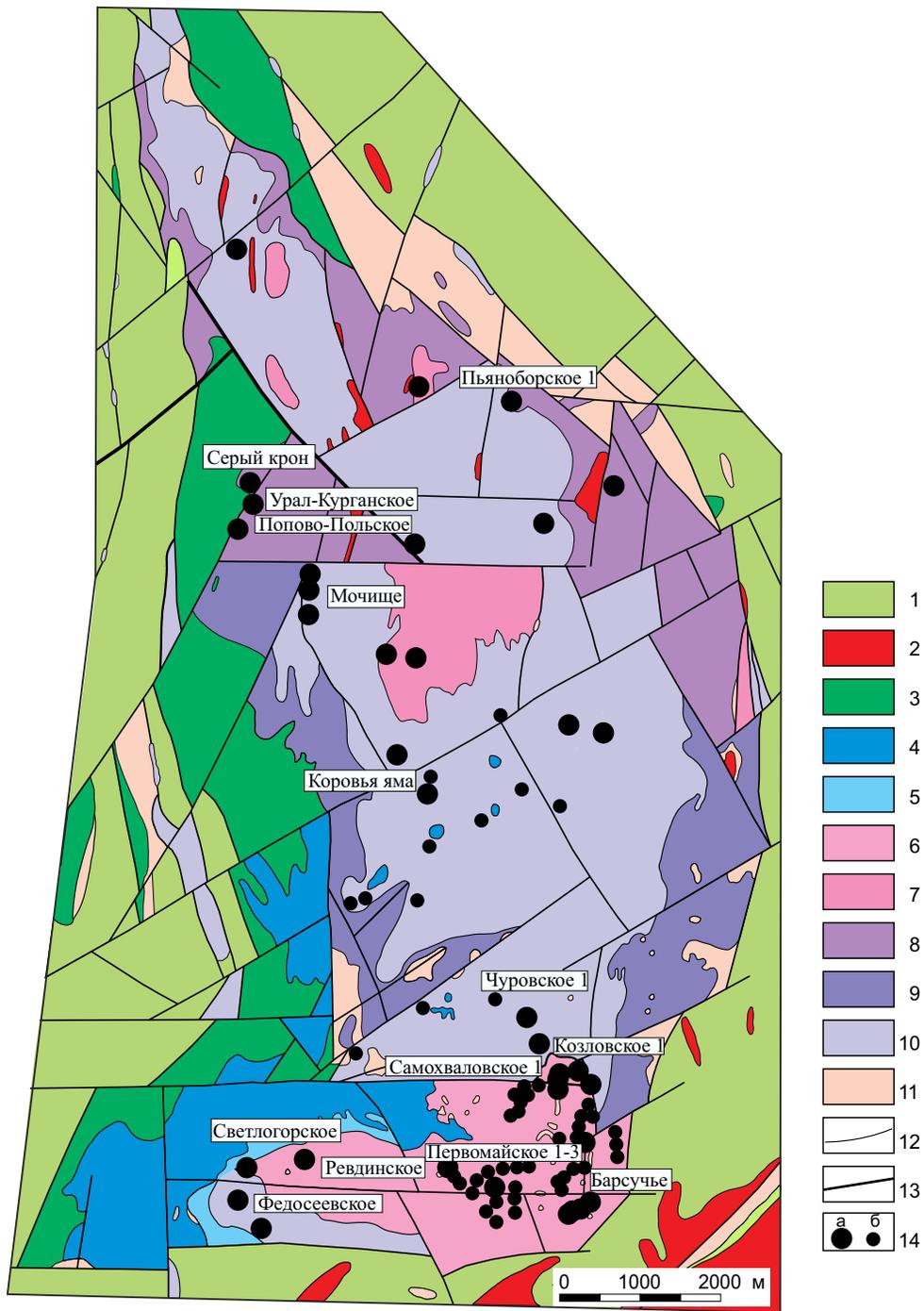


Рис. 2.29. Схематическая геологическая карта Ключевского массива [41]:

- 1 – метаморфизованные туфогенно-осадочные породы ($O_{2,3}-S_1$); 2 – гранитоиды (С); 3-11 – раннесилурийский офиолитовый комплекс: 3-6 – дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК: 3 – габбро; 4 – клинопироксениты; 5 – верлиты; 6 – краевые дуниты; 7-8 – дунит-гарцбургитовый СВК: 7 – дуниты серпентинизированные; 8 – истощенные серпентинизированные гарцбургиты с высокой долей серпентинизированных дунитов; 9 – гарцбургитовый СВК: 9 – серпентинизированные гарцбургиты с незначительной долей аподунитовых серпентинитов; 10 – серпентиниты; 11 – талькиты; 12 – геологические границы; 13 – разрывные нарушения; 14 – месторождения (а) и рудопоявления (б) хромовых руд

Преобладают густовкрапленные и массивные глиноземистые руды с содержанием Cr_2O_3 от 33 до 45 %.

Из семи известных месторождений и рудопроявлений дунит-гарцбургитового СВК разрабатывались лишь Пьяноборские. Рудные тела имеют линзовидную и штокообразную формы и сложены, в основном, сплошными и густовкрапленными хромитами с массивной, вкрапленной и нодулярной текстурами.

Месторождения и проявления краевых дунитов локализованы в виде участков, в пределах которых по содержанию Cr_2O_3 выше 5 % выделены рудоносные зоны с содержаниями Cr_2O_3 от 6,76 до 9,7 %. Выделены два крупных (Ревдинский и Первомайский) и серия более мелких участков. Общая полоса рудоносных дунитов, граничащих на западе с верлитами-пироксенитами, имеет протяжённость около 6 км и ширину от 400 м на западе до 1,5 км на востоке.

На Ревдинском участке длина рудной зоны составляет 600 м, мощность – от 40 до 130 м. В ее пределах выделены 12 крупных и серия мелких рудных тел длиной 40–200 м и мощностью от 0,5 до 2–85 м со средним содержанием Cr_2O_3 6,06 %.

На Первомайском участке выделены 6 рудоносных зон длиной от 20 до 200 м с прослоями пустых пород мощностью 30–70 м, со средним содержанием Cr_2O_3 9,33 %. Другие участки (Барсучий, Заячий, Участок 52, Козловско-Самохваловский) характеризуются меньшими размерами и содержанием Cr_2O_3 от 9,0 % до 9,5 %.

Хромитоносные зоны месторождений представлены пластообразными залежами, сложенными бедными рудами полосчатой и линзовидно-полосчатой текстуры. Шлиры и мелкие тела густовкрапленных руд составляют незначительную часть. Залегание залежей различно: пологое на Самохваловском месторождении, крутое на Ревдинском и Первомайском.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида трех структурно-вещественных комплексов Ключевского массива представлен 325 микронзондовыми анализами [27]: дунит-гарцбургитового СВК (Пьяноборское 1) – 134 анализа, гарцбургитового СВК – 52 анализа (из них Чуровские – 17 анализов, Коровья яма – 22, Мочище – 13) и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК – 121 анализ (Козловское, Самохваловское, Ревдинское, Первомайское, Барсучье, Светлогорское и Федосеевское).

Диапазоны содержания таких компонентов, как Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO и FeO , для хромшпинелидов дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК практически совпадают (рис. 2.30), хотя их средние содержания, медианы и моды незначительно различаются (табл. 2.2). Хромшпинелиды дунит-гарцбургитового СВК – более хромистые и железистые и, соответственно, менее глиноземистые и магниезиальные, чем хромшпинелиды рудопроявлений дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. Последние содержат больше Fe_2O_3 и имеют более высокий показатель $\# \text{Fe}^{3+} / \text{Fe}_{\text{общ}}$ по сравнению с первыми, т.е. их образование происходило при более высоком потенциале кислорода (рис. 2.31).

Обращают на себя внимание более широкие вариации показателя $\# \text{Fe}$ по сравнению с показателем $\# \text{Cr}$ в обеих выборках. Для хромшпинелидов дунит-верлит-клинопироксенитового СВК это может быть обусловлено различающимся содержанием FeO в шпинелях рассматриваемых месторождений, а для Пьяноборских (дунит-гарцбургитовый СВК) – метаморфическими изменениями с замещением оксида магния закисным железом.

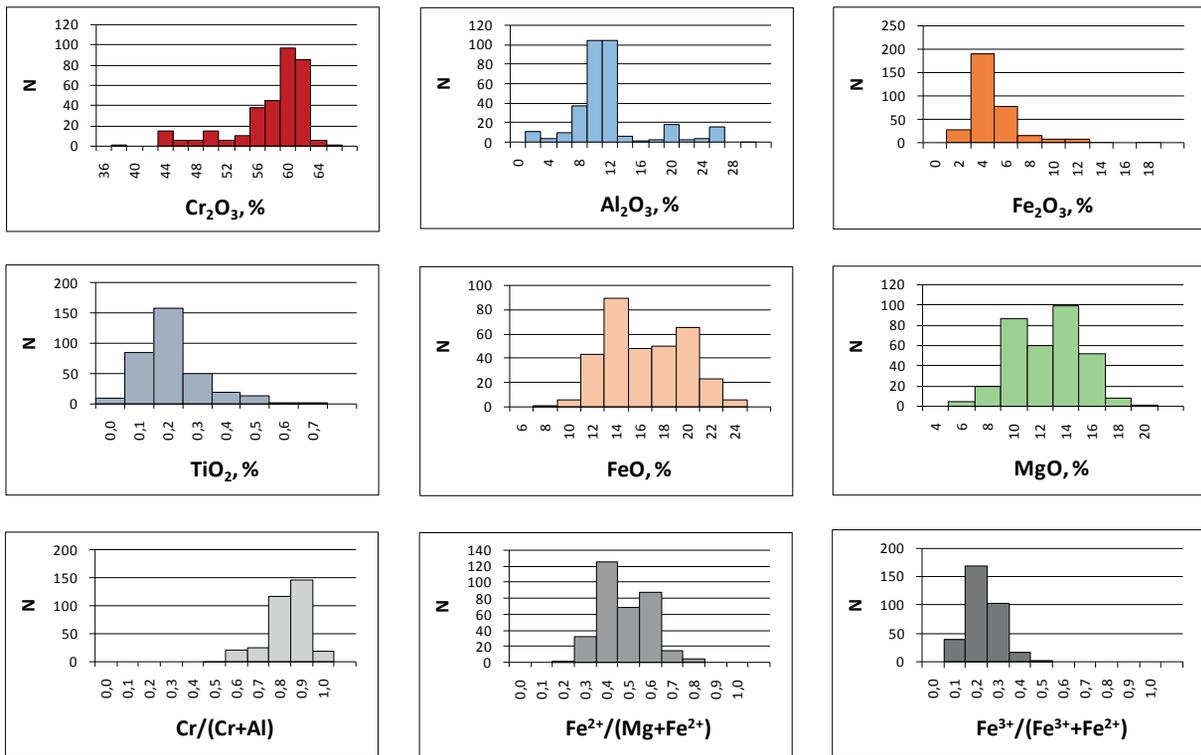


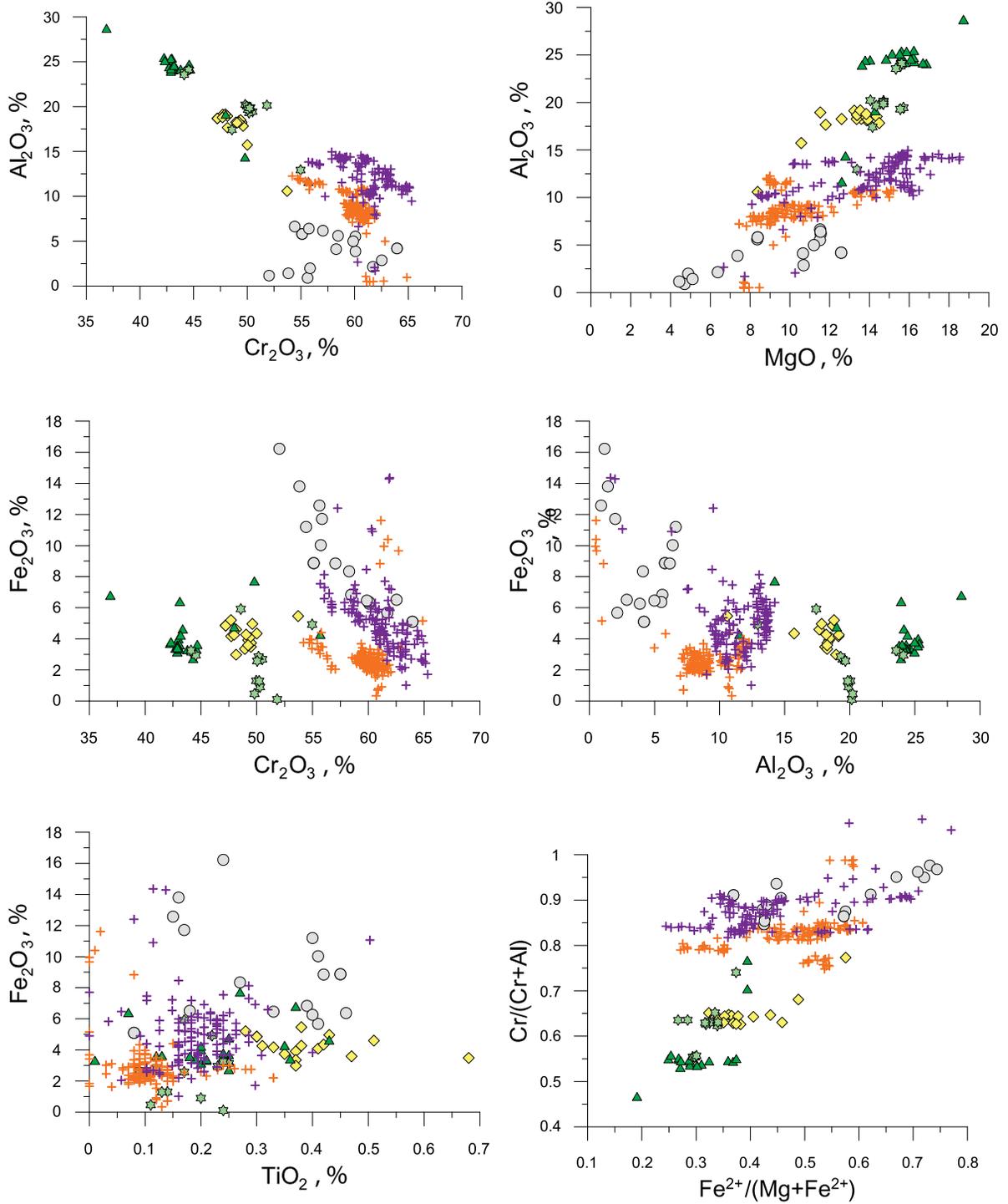
Рис. 2.30. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Ключевского массива

Таблица 2.2

Статистические показатели содержания основных компонентов хромшпинелидов дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК

Компоненты	Структурно-вещественный комплекс	Среднее, %	Медиана, %	Мода, %
TiO ₂	Дунит-гарцбургитовый	0,11	0,10	0,11
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	0,17	0,17	0,14
Al ₂ O ₃	Дунит-гарцбургитовый	9,14	8,75	7,93
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	10,3	10,4	11,97
Cr ₂ O ₃	Дунит-гарцбургитовый	59,6	60,1	60,24
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	58,0	58,11	55,6
Fe ₂ O ₃	Дунит-гарцбургитовый	2,5	2,50	2,20
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	3,84	3,87	н/д
FeO	Дунит-гарцбургитовый	16,87	17,85	19,88
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	14,27	13,17	н/д
MgO	Дунит-гарцбургитовый	10,5	9,8	9,0
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	12,4	13,18	13,88
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	Дунит-гарцбургитовый	0,47	0,51	0,56
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	0,39	0,36	н/д
Fe ³⁺ /Fe _{общ.}	Дунит-гарцбургитовый	0,12	0,12	0,09
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	0,20	0,21	н/д
Cr/(Cr+Al)	Дунит-гарцбургитовый	0,81	0,82	0,83
	Дунит-верлит-клинопироксенитовый	0,79	0,79	0,80

Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида



- | | | |
|--------------------|--------------------------------|--------------------------------------|
| Гарцбургитовый СВК | Дунит-гарцбургитовый СВК | Дунит-верлит-клинопироксениновый СВК |
| ◆ Чуровские | + Пьяноборское 1 | Барсучье, Козловское, Первомайское, |
| ▲ Коровья яма | ○ Попово-Польское, Серый крон, | Ревдинское, Самохваловское, |
| ★ Мочище | ○ Урал-Курганское | Светлогорское, Федосеевское |

Рис. 2.31. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Ключевского массива

Помимо сходства состава шпинелей дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, для них характерно наличие одинаковых по знаку связей, отличающихся по значимости. Это отрицательные связи между Cr_2O_3 и Al_2O_3 ($K_{\text{корр.}}$ -0,73 и -0,61 для хромшпинелидов дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, соответственно), отрицательные связи между Cr_2O_3 и Fe_2O_3 ($K_{\text{корр.}}$ -0,58 и -0,73, соответственно), положительные связи между Al_2O_3 и MgO ($K_{\text{корр.}}$ 0,45 и 0,60, соответственно), положительные связи между показателями $\#Fe$ и $\#Cr$ ($K_{\text{корр.}}$ 0,34 и 0,48, соответственно) (рис. 2.31).

Хромшпинелиды рудопроявлений гарцбургитового СВК неоднородны по составу (см. рис. 2.31). Они в той или иной степени обогащены глинозёмом и обеднены хромом, что отвечает большим содержаниям Al_2O_3 в перидотитах по сравнению с дунитами. Чуровское месторождение отличается относительно устойчивым составом хромшпинелида при умеренных содержаниях Cr_2O_3 47–49 %, Al_2O_3 17,5–19 %, Fe_2O_3 3–5 %, MgO 11–14,5 % и FeO 13–17,5 %. По сравнению с шпинелями других месторождений они имеют самые высокие содержания TiO_2 0,3–0,7 %, причем такая повышенная титанистость не вызвана метаморфическими изменениями, в связи с отсутствием прямой связи между TiO_2 и Fe_2O_3 , а является их типохимической особенностью.

Хромшпинелид рудопроявления Коровья яма, еще более глиноземистый по сравнению с Чуровским, содержит Cr_2O_3 от 41 до 45 % и Al_2O_3 от 24 до 25,7 %. Состав хромшпинелида этих рудопроявлений значительно различается, образуя две дискретные группы, как если бы эти руды контролировались в разной степени деплетированными вмещающими гарцбургитами. В рудопроявлении Мочище обособленно сосуществуют те же две группы хромшпинелидов. Следует упомянуть, что на той же Коровьей яме и на других рудопроявлениях, кроме глиноземистых, присутствует небольшое количество хромшпинелида с высокими содержаниями Cr_2O_3 и FeO – от 49,7 до 60,7 % и от 14,2 до 17,7 %, соответственно. По составу они напоминают хромшпинелиды южного блока и представляются чуждыми среди перидотитов.

Из-за недостаточной представительности анализов хромшпинелидов гарцбургитового СВК связи между компонентами устанавливаются недостаточно четко, хотя для всех трех рудопроявлений в целом они проявлены – отрицательные между Cr_2O_3 - Al_2O_3 и положительные между Al_2O_3 - MgO (рис. 2.31). Для рудопроявлений Чуровское и Мочище характерны обратные «метаморфические» связи между Fe_2O_3 с одной стороны, и Cr_2O_3 и Al_2O_3 – с другой.

У западного контакта гипербазитов с габброидами в рассланцованных серпентинитах локализованы рудопроявления, хромшпинелиды которых подверглись сильным метаморфическим изменениям. Интенсивность изменений нарастает в южном направлении – от рудопроявлений Урал-Курганского и Серый Крон к Попово-Польскому.

В этом направлении резко, почти до полного исчезновения, убывает Al_2O_3 и Cr_2O_3 вследствие их замещения Fe_2O_3 . Рост содержания Fe_2O_3 влечет за собой рост FeO и, следовательно, вытеснение MgO (см. рис. 2.31).

На вариационной диаграмме рудные шпинели дунит-гарцбургитового СВК расположены в области хромита вместе со шпинелями рудопроявлений, локализованных в дунитах дунит-верлит-клинопироксенитового СВК (см. рис. 2.32). Шпинели гарцбургитового СВК относятся преимущественно к алюмохромиту, занимая его центральную и нижнюю области. Шпинели из рудопроявлений у западного контакта гипербазитов с габброидами соответствуют субферрихромиту и феррихромиту.

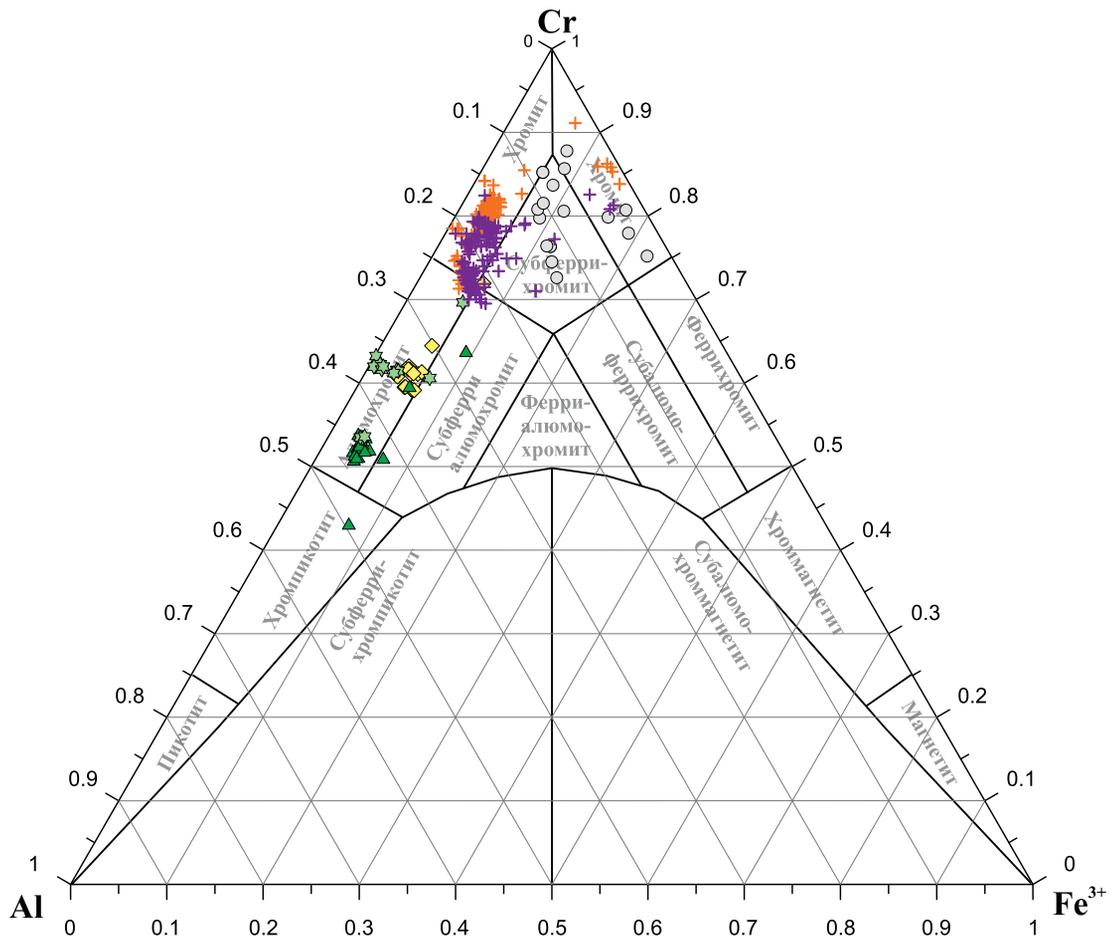


Рис. 2.32. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Ключевского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.31

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК относятся к одной и той же минеральной разновидности – хромиту. Хотя первые являются несколько более хромистыми и железистыми, последние содержат больше окисного железа и имеют больший показатель $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$, что свидетельствует о более высоком потенциале кислорода в процессе их образования. Помимо близости состава шпинелей этих СВК, для них характерен одинаковый тип связей между компонентами, отличающимся лишь по значимости.

Рудообразующие хромшпинелиды гарцбургитового СВК, представленные алюмохромитом, образуют две дискретные не перекрывающиеся группы, свидетельствующие о разной степени деплетирования вмещающих их гарцбургитов.

Хромшпинелиды рудопроявлений из рассланцованных серпентинитов у западного контакта с габброидами подверглись сильным метаморфическим изменениям, в результате которых Fe_2O_3 заместил Cr_2O_3 и Al_2O_3 , а $FeO - MgO$, с образованием субферрихромита и феррохромита.

Олыся-Мусюрский и Синотвожский массивы

Геологическое строение

Олыся-Мусюрский и Синотвожский массивы расположены на территории Березовского района Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области. Наряду с другими альпинотипными массивами, они слагают Салатимской базит-гипербазитовый пояс.

Олыся-Мусюрский массив, вытянутый в СВ направлении на 45 км при ширине от 2,5 до 6 км, представлен двумя тектоническими блоками – Нядокотинским на северо-востоке и Малохосаинским на юго-западе, соединенными Олысяельской дунит-гарцбургитовой пластиной. На северо-западе массив по зоне Главного Уральского разлома (ГУР) контактирует с амфиболитами и кристаллическими сланцами нижнего протерозоя, на юго-востоке по тектоническим нарушениям – с габброидами тагило-кытлымского комплекса раннего силура (*рис. 2.33*).

В строении Олыся-Мусюрского массива участвуют два комплекса пород. В западной части развит полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК, сложенный клинопироксенитами с линзовидными телами дунитов и верлитов. Дунитовые тела наиболее значительных размеров приурочены к контактам с клинопироксенитами. Это так называемые краевые дуниты, слагающие широкие протяженные зоны в Нядокотинском и Малохосаинском блоках массива. Полосчатость пород в плане согласуется с общим простираем массива.

Дунит-гарцбургитовый СВК (шлирово-полосчатый) развит в центральных частях Нядокотинского и Малохосаинского блоков, а также в пределах Олысяельской пластины. Дунитовые тела имеют линзовидную, удлинненно-линзовидную и жильную формы и приурочены к протяженным линейным деформационным зонам. Ориентировка тел согласная и субсогласная с линейно-плоскостными элементами структур дунит-гарцбургитового комплекса. Средняя мощность дунитовых тел составляет 200–400 м.

Породы массива и вмещающие отложения сильно метаморфизованы. Гипербазиты серпентинизированы на 70–90%, габброиды и пироксениты амфиболизованы, вдоль разломов развиты зоны антигоритизации, вдоль фронта ГУР – зоны меланжа.

Синотвожский массив расположен в 8 км на юго-запад от южного окончания Олыся-Мусюрского, от которого отделен тектоническим блоком девонских осадочно-эффузивных пород. Ряд исследователей считает Синотвожский массив южным окончанием Олыся-Мусюрского (*рис. 2.33*).

Массив Синотвож, в сравнении с Олыся-Мусюрским, характеризуется незначительным распространением гарцбургитов и большей тектонической нарушенностью. Габброиды тагило-кытлымского комплекса разделяют массив на две части, сложенные породами дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. При этом на востоке в полосе шириной до 3 км преобладают дуниты с полосами и линзами клинопироксенитов, реже габбро (Синотвожский участок), а в северо-западной полосе преобладают клинопироксениты с крупными линзами дунитов (Кедровый участок). Переход от дунитов через верлиты к клинопироксенитам постепенный.

Хромитоносность

Хромитоносные ассоциации пород представлены дунит-верлит-клинопироксенитовым и дунит-гарцбургитовым СВК. С первым связаны рудопроявления Кедрового и Синотвожского участков Синотвожского массива, сложенные убого-редковкраплен-

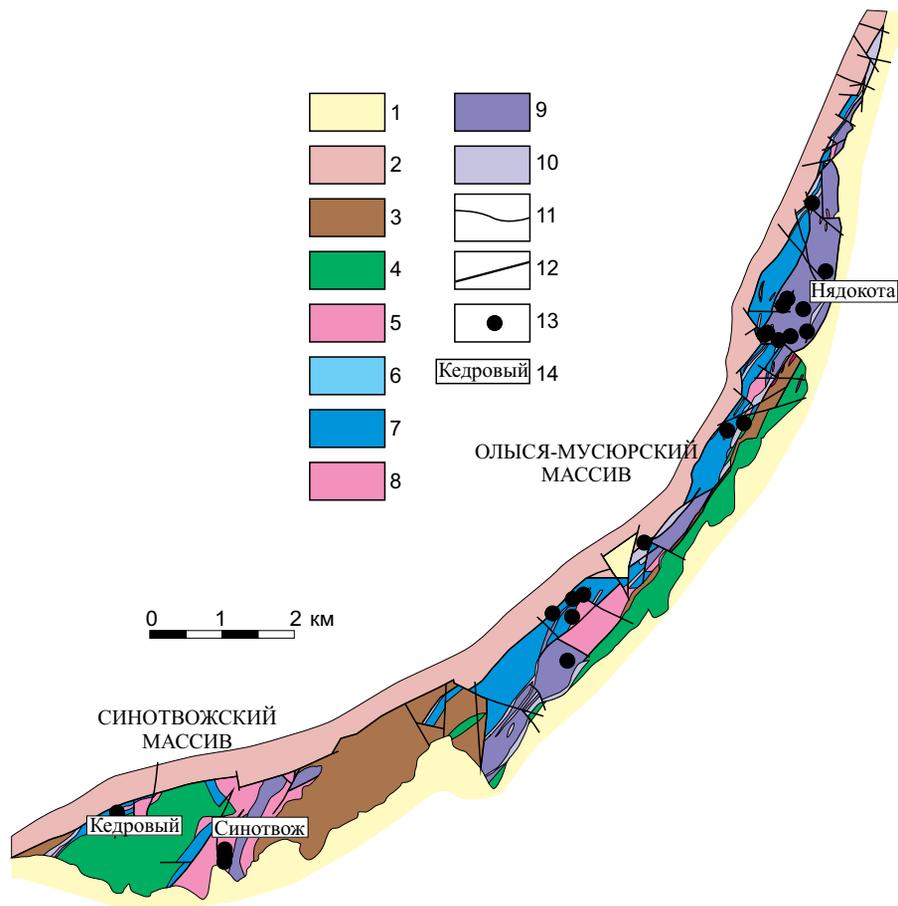


Рис. 2.33. Схематическая геологическая карта Олыся-Мусюрского и Синотвожского массивов [40]:

- 1** – четвертичные отложения; **2** – плагиогнейсы, гранатые амфиболиты, эклогиты (PZ_2); **3** – базальты, андезиты, риолиты, их туфы ($D_{2,3}$); **4** – раннесилурийский тагило-кытлымский комплекс, габбро-пироксенитовая ассоциация; **5–10** – ранне-среднеордовикский офиолитовый комплекс: **5–7** – дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК: **5** – краевые дуниты; **6** – верлиты; **7** – пироксениты; **8–9** – дунит-гарцбургитовый СВК: **8** – дуниты; **9** – гарцбургиты; **10** – серпентиниты; **11** – геологические границы; **12** – разрывные нарушения; **13** – рудопроявления хромовых руд; **14** – участки

ным высокохромистым низкоглиноземистым оруденением, со вторым – рудопроявления редко-средне-густовкрапленных высокохромистых руд участка Нядокота Олыся-Мусюрского массива.

Хромовое оруденение участка Синотвож представлено убого-редковкрапленной струйчато-прожилковой хромитовой минерализацией. Параметры отдельных рудных тел исчисляются первыми десятками метров по простиранию и мощностью в первые метры. Сближенные рудные тела образуют крутопадающие рудоносные зоны протяженностью в сотни метров и мощностью в первые десятки метров. Сложное строение рудных зон обусловлено чередованием полос мощностью до 10–15 см вкрапленного хромита с содержанием Cr_2O_3 до 10% с полосами и шлирами густовкрапленного до сплошного хромита мощностью первые сантиметры. Хромовое оруденение характеризуется постоянством параметров, текстурно-структурных особенностей и химического состава.

Хромовые руды участка Кедровый приурочены к линзовидному дунитовому телу размером 4x0,4 км, залегающему среди клинопироксенитов. В северо-восточной части участка вскрыты струйчато-полосчатые руды мощностью от 1 до 7 м с содержанием Cr_2O_3 3–10%. В юго-западной части выявлена рудная зона протяженностью не менее 120 м мощностью 10–15 м. Руды представлены вкрапленными разностями

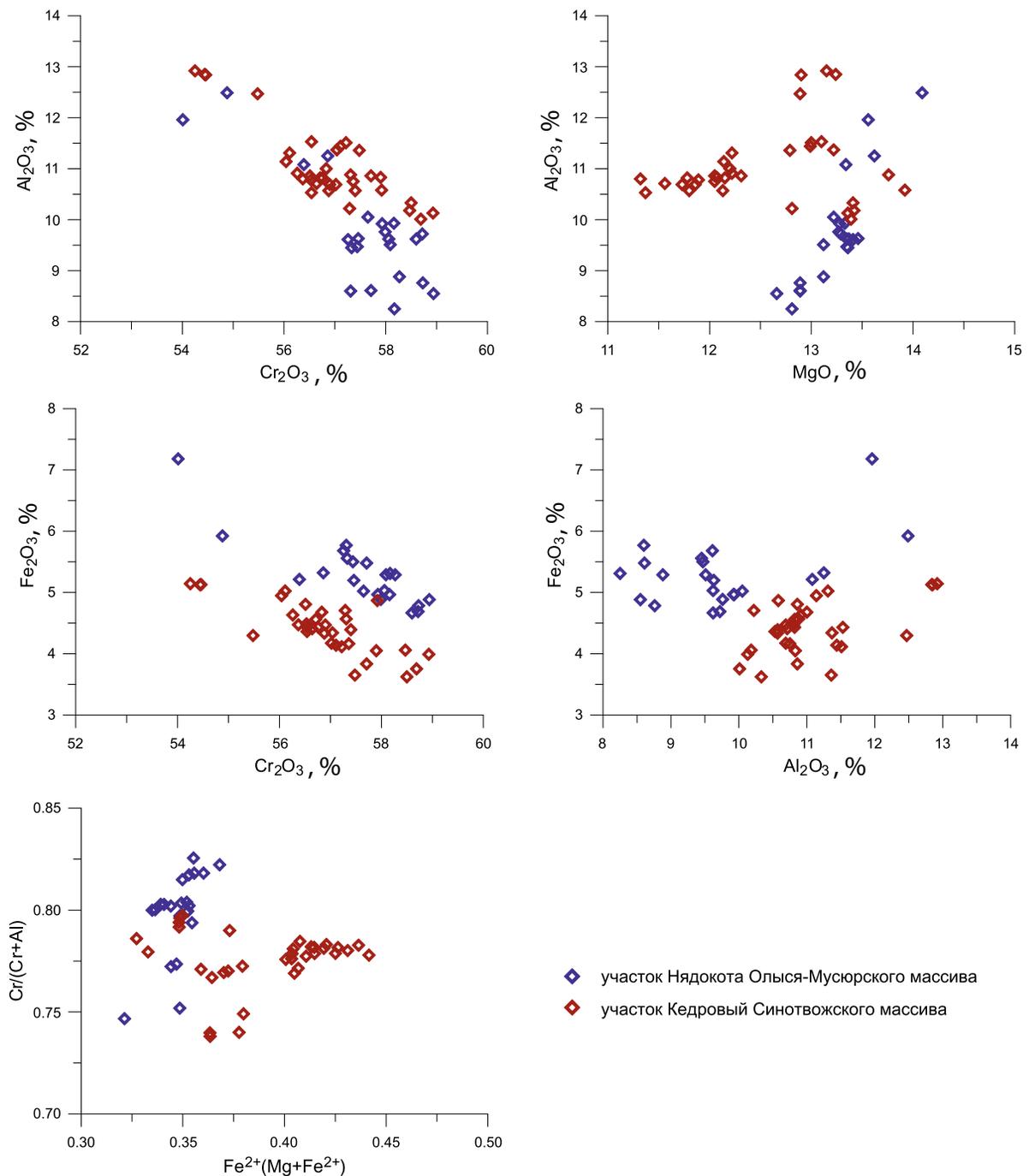


Рис. 2.34. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Олыся-Мусюрского и Синотвожского массивов

с линзовидными обособлениями сплошных. Содержание Cr_2O_3 колеблется от 6 до 32 %. Руды сильно метаморфизованы, магнитны.

Проявления хромовых руд, распространенные на площади Нядокотинского блока в зоне наибольшего развития крупных и средних дунитовых тел среди шлирово-полосчатого дунит-гарцбургитового СВК, представлены преимущественно элювиально-делювиальными развалами, а также коренными выходами. Руды средне-густовкрапленные с прожилково-брекчиевидной, прожилково-вкрапленной и шлироподобной текстурами. Мощности рудных тел колеблются от 0,5 до 3 м и прослежены на расстояние до 20 м. Тела характеризуются неправильной формой и резкими контактами с вмещающими дунитами.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 22 анализами с участка Нядокота Олыся-Мусюрского массива и 34 анализами с участка Кедровый Синотвожского массива [40].

Рудообразующие хромшпинелиды проявлений Нядокотинского участка, относящихся к дунит-гарцбургитовому СВК, содержат больше Cr_2O_3 и меньше Al_2O_3 по сравнению с шпинелями Кедрового участка, рудопроявления которого локализованы в крупном дунитовом теле дунит-верлит-клинопироксенитового СВК (рис. 2.34). Для первых большая часть содержаний Cr_2O_3 расположена в диапазоне 57–59%, для вторых – 56–58%, а содержания Al_2O_3 – 8–10 и 10–11,5% соответственно. Хромшпинелиды Нядокотинского участка содержат больше MgO – 12,75–13,5% и для них устанавливается положительная связь между Al_2O_3 и MgO , в то время как для шпинелей Кедрового участка такая связь не проявлена, а содержание MgO в них не превышает 12,5%. Хромшпинелиды Кедрового участка имеют меньшие содержания Fe_2O_3 , но больший показатель #Fe по сравнению с хромшпинелидами участка Нядокота, при этом для обеих выборок характерны отрицательные связи между Cr_2O_3 и Fe_2O_3 .

Хромшпинелиды Кедрового участка, сложенного породами дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, относятся к магнизальным хромитам, занимая самую нижнюю приграничную с субферрихромитом область. Хромшпинелиды Нядокотинского участка, относимого к дунит-гарцбургитовому СВК, располагаются на границе хромита и субферрихромита немного выше шпинелей участка Кедровый (рис. 2.35).

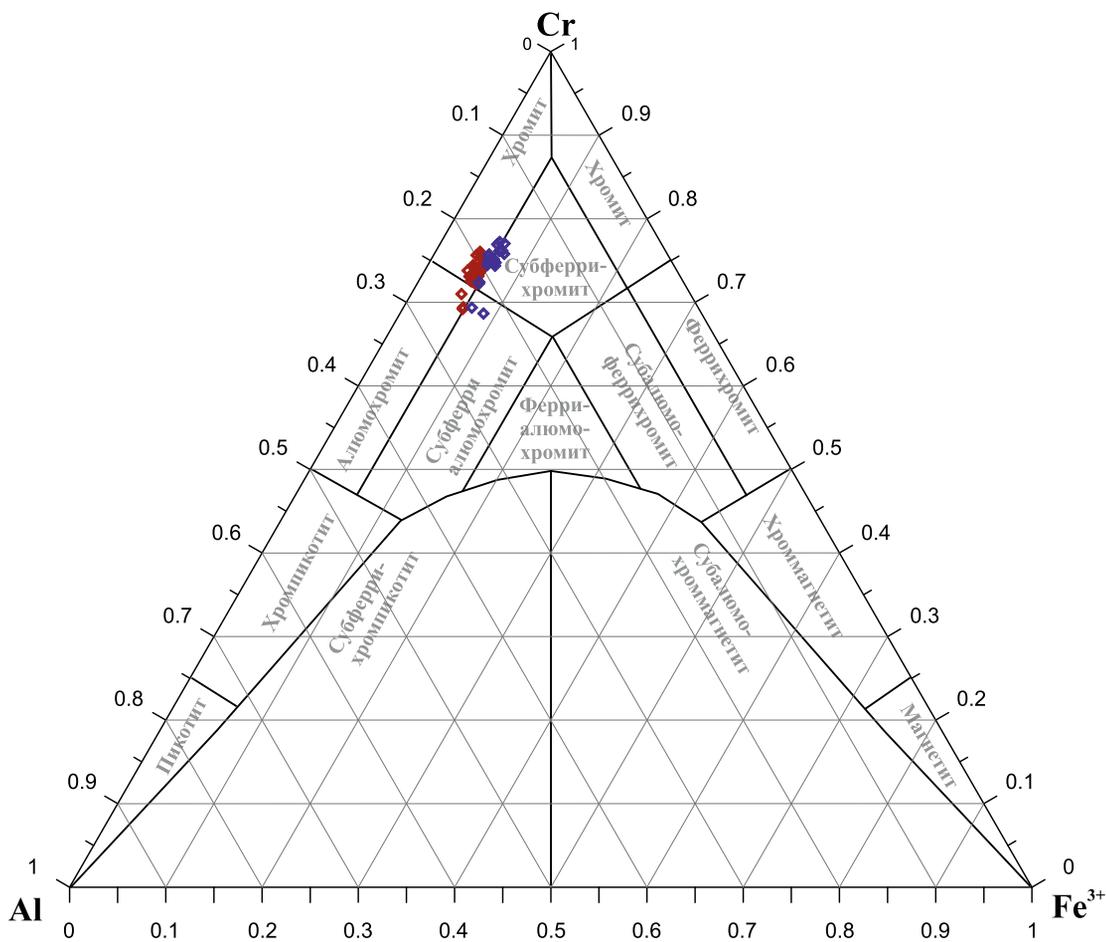


Рис. 2.35. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Олыся-Мусюрского и Синотвожского массивов. Условные обозначения см. на рис. 2.34

Выводы

Несмотря на близость состава рудообразующих хромшпинелидов из разных структурно-вещественных комплексов, при которой разница в содержании основных компонентов не превышает первых процентов, они различаются по наличию и характеру связей. Для шпинелей рудопроявлений дунит-гарцбургитового СВК устанавливается положительная связь между Al_2O_3 -MgO и показателями Cr#- #Fe, в то время как для шпинелей рудопроявлений дунит-верлит-клинопироксенитового СВК такие связи не проявлены. Общими характеристиками являются отрицательные связи между Cr_2O_3 - Al_2O_3 и Cr_2O_3 - Fe_2O_3 , причем последняя имеет метаморфическую природу.

Хромшпинелиды Кедрового участка имеют меньшие содержания Fe_2O_3 , но больший показатель #Fe по сравнению с хромшпинелидами участка Нядокота, что указывает на разные окислительно-восстановительные условия рудогенеза.

Войкаро-Сыньинский массив

Геологическое строение

Войкаро-Сыньинский массив расположен в Шурышкарском районе Ямало-Ненецкого АО (90 % площади) и в Республике Коми (МО «Город Воркута»).

Массив приурочен к зоне Главного Уральского разлома и входит вместе с отложениями Восточно-Лемвинской структурно-формационной зоны в состав пакета аллохтонных блоков, надвинутых на палеозойские комплексы Восточно-Европейской платформы. Гипербазиты массива непрерывно прослеживаются на 200 км при ширине от 1–6 км в пережимах до 10–18 км в широкой части, занимая площадь в 2000 км². В разрезе массив представляет собой пластину мощностью в среднем 4–6 км, наклоненную на восток, юго-восток. Падение контактов крутое (70–80°) на западе и более пологое (20–60°) на востоке.

Гипербазиты совместно с габброидами кэршорского комплекса и параллельными дайками, а также допалеозойские и раннепалеозойские вулканогенно-осадочные образования, развитые в восточном и западном экзоконтактах массива, входят в состав Райиз-Войкарского офиолитового комплекса. В строении массива с севера на юг выделяют пять крупных тектонических блоков – Пайерский, Хойлинский, Погурейский, Лаптапайский и Сыньинский (рис. 2.36). На восточном окончании Пайерского блока располагается небольшой Косшорский блок. В пределах гипербазитовой части массива выделяются три структурно-вещественных комплекса (СВК), различающихся составом, внутренним строением и типоморфными особенностями рудообразующих хромшпинелидов: гарцбургитового, дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового [37].

Гарцбургитовый СВК является преобладающим, занимая до 70 % площади массива. Полностью им сложен Погурейский блок, центральные и юго-восточные части Пайерского, Хойлинского, Лаптапайского и Сыньинского блоков. Гарцбургитовый СВК сложен гарцбургитами с 20–35 % ортопироксена (неистощенная литофильными компонентами разновидность), дунитами и хромовыми рудами с глиноземистым хромшпинелидом. Дуниты слагают крупные тела штокообразной и неправильной формы, приуроченные к ядерным частям крупных желобовидных складчатых структур, и обычно окружены ореолами пересекающихся прямолинейных жилоподобных тел дунитов, жил пироксенитов и хромовых руд. В отдельных случаях крупные дунитовые тела не сопровождаются ореолом дунитовых жил. В гарцбургитах на локальных участках встречаются реликты в разной степени истощенных лерцолитов.

Дунит-гарцбургитовый СВК занимает около 20 % площади массива и в основном развит в северо-западной части Пайерского, Хойлинского и Лаптапайского блоков. В его строении выделены две ассоциации пород. Ранняя представлена слабо истощенными полосчатыми гарцбургитами с 15–25 % пироксена, поздняя – сильно истощенными гарцбургитами с 10–20 % пироксена, а также дунитами, клинопироксенитами, габбро и хромовыми рудами с высокохромистой шпинелью. Морфология и размеры дунитовых тел гораздо разнообразней по сравнению с гарцбургитовым СВК. Дуниты ядерных частей складчатых структур и флексурных перегибов образуют вытянутые тела. Их размеры варьируют по ширине от десятков до 500–1000 метров, а по длине – от сотен метров до 3–4 км.

Вокруг крупных штокообразных тел развит сложнопостроенный комплекс пород, сложенный гарцбургитами с шлирово-полосчатыми и линзовидными телами

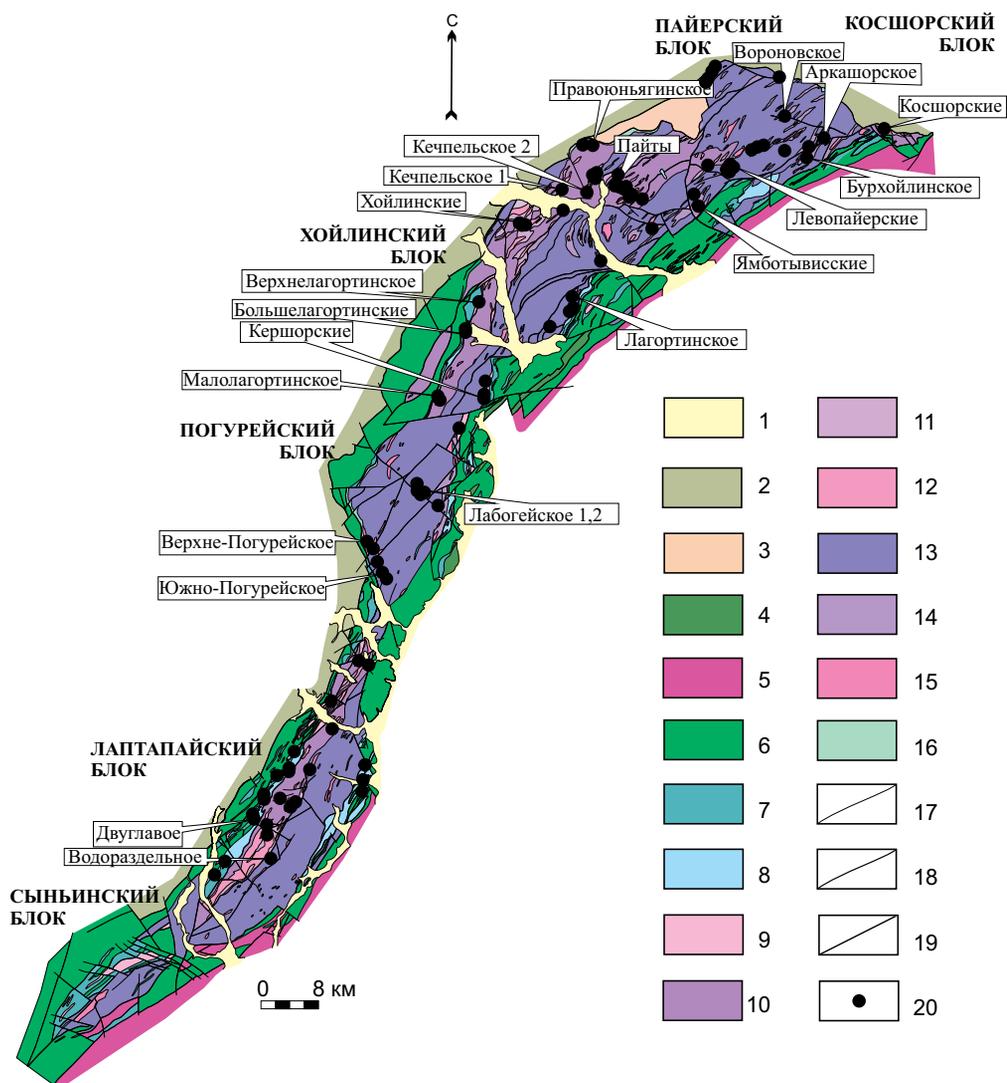


Рис. 2.36. Схематическая геологическая карта Войкаро-Сыньинского массива [37]:

1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы нерасчлененные; 3 – протерозойские метаморфические комплексы нерасчлененные; 4–16 – Войкаро-Райизский офиолитовый комплекс: 4 – дайки долеритов; 5 – кварцевые диориты; 6–9 – дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК: 6 – габбро, метагаббро; 7 – дуниты, верлиты, клинопироксениты нерасчлененные; 8 – верлиты и дуниты нерасчлененные; 9 – дуниты; 10–12 – дунит-гарцбургитовый СВК: 10 – истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей <10%; 11 – истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30%; 12 – дуниты с хромистым хромшпинелидом; 13–15 – гарцбургитовый СВК: 13 – неистощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей <10%; 14 – неистощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30%; 15 – дуниты с глиноземистым хромшпинелидом; 16 – серпентиниты; 17 – геологические границы; 18 – разрывные нарушения; 19 – надвиги; 20 – рудопроявления хромовых руд

дунитов. Количество дунитов в гарцбургитах весьма изменчиво и варьирует от 5–10 до 30 % и более.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК, нижнюю часть которого Б.В. Перевозчиков выделял в отдельный верлит-дунитовый комплекс, занимает около 10–12 % площади гипербазитов вдоль северо-западного и юго-восточного контактов массива. Он является самым молодым из мантийных гипербазитов и развивается по породам как гарцбургитового, так и дунит-гарцбургитового СВК. В породах комплекса сохраняются реликтовые структуры более ранних мантийных гипербазитов и наследуется состав аксессуарной и рудной хромшпинели гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК [35]. В строении комплекса преобладают так называемые краевые дуниты, к которым приурочено бедное оруденение с высокохромистой шпинелью повышенной желе-

зистости, а также верлиты и клинопироксениты, количество которых увеличивается к контакту с габброидами.

Некоторые исследователи в состав дунит-верлит-клинопироксенитового СВК включают и габброиды (дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый СВК).

На границах тектонических блоков развиты метаморфиты, слагающие зоны резко переменной мощности (от 10 до 500 м и более), падающие на юго-восток. Наиболее интенсивно процессы метаморфизма и рассланцевания проявились в Сыньинском и Лаптапайском блоках, в меньшей степени – в пределах Пайерского, Погурейского и Хойлинского блоков. Метаморфические породы представлены оливин-антигоритовыми породами (войкаритами), тремолит-талек-оливиновыми, талек-тремолит-оливиновыми, талек-оливиновыми, тремолит-оливиновыми породами, образованными по гарцбургитам. Дуниты, присутствующие среди гарцбургитов в зонах метаморфизма, перекристаллизованы и нередко приобретают гигантозернистую структуру.

Хромитоносность

В пределах Войкаро-Сыньинского массива известны более 200 хромитовых объектов (рудопроявлений, пунктов минерализации), относимых к трем типам хромовых руд [37]:

- глиноземистый магнезиальный в гарцбургитовом СВК;
- высокохромистый магнезиальный в дунит-гарцбургитовом СВК;
- высокохромистый повышенной железистости в дунит-верлит-клинопироксенитовом СВК.

Глиноземистый магнезиальный тип оруденения, преобладающий на массиве, отмечается на Погурейском блоке, центральных и юго-восточных частях Пайерского, Хойлинского, Лаптапайского и Сыньинского блоков. Высокохромистый магнезиальный тип оруденения, локализованный в дунит-гарцбургитовом СВК, развит в северо-западной части Хойлинского и Лаптапайского блоков и в Косшорском блоке. Высокохромистый повышенной железистости тип оруденения приурочен к крупным полям дунитов дунит-верлит-клинопироксенитового СВК вдоль северо-западного и юго-восточного края Хойлинского блока и вдоль северо-западного края Лаптапайского блока.

Косшорский блок, сложен преимущественно породами дунит-гарцбургитового СВК с изменчивой дунитовой составляющей, включает рудопроявления Косшорское, 834, 816 и ряд пунктов минерализации. На *Косшорском рудопроявлении* в дунитах выявлены восемь рудных тел линзовидной и трубообразной формы длиной 20–60 м и мощностью 0,7–23,0 м. Содержание Cr_2O_3 в рудах 16,4%.

В пределах Пайерского блока преобладают рудопроявления глиноземистого типа гарцбургитового СВК.

Вороновское рудопроявление представлено одним жиллообразным телом длиной 50–70 м и мощностью 0,3–1,5 м в неистощенных гарцбургитах. Руды глиноземистого типа, сплошные, реже густо-среднекрапленные. Содержание Cr_2O_3 в руде колеблется от 25 до 40%.

На *Левопайерском рудопроявлении* выявлены восемь крутопадающих рудных тел длиной от 4 до 64 м, мощностью от 2,2 до 8–12 м. Содержание Cr_2O_3 в руде 26–40%.

Рудопроявление Лекхойлинское I, расположенное в 5,5 км к северо-востоку от Левопайерского, представлено крупным пологозалегающим рудным телом и рядом мелких крутопадающих сопровождающих линз. Длина рудных тел составляет от 40 до 200 м, мощность 2,1–4,7 м, содержание Cr_2O_3 в руде 25–30%.

Рудопроявление Лекхойлинское II расположено в 600 м западнее Лекхойлинского I. На рудопроявлении в крутопадающем дунитовом теле размером 270×1000 м выяв-

лена серия рудных линз длиной 180–300 м, по падению от 80 м до более чем 200 м и мощностью 1,8–6,4 м. Контакты рудных тел постепенные с ореолом повышенной вкрапленности хромита. Содержание Cr_2O_3 в руде изменяется от 14 до 21 %.

Бурхойлинское рудопроявление представлено серией сближенных, кулисообразно расположенных рудных тел, локализованных в небольшом дунитовом теле среди гарцбургитов с дунитовой составляющей 10–30 %. Длина рудных тел 6–70 м, в основном около 50 м, мощность 1,4–2,4 м, содержание Cr_2O_3 в рудах 17,4–36,8 %.

Участок Ямботывис объединяет рудопроявления Морковкинское, 28, 25, 118, 118а. Рудопроявления представлены либо единичными, либо сериями рудных тел линзовидной формы, длиной 12–40 м и мощностью от 0,6 до 3, реже 12 м. Площадь участка сложена гарцбургитами с разной дунитовой составляющей – от 10–30 % до более 50 %. Руды нодулярные, сплошные, вкрапленные. Содержание Cr_2O_3 в рудах – от 12 до 40 %.

Аркашорское рудопроявление залегает среди массивных войкаритов, развитых по породам дунит-гарцбургитового СВК. Оно состоит из 5 небольших рудных тел меридионального простирания длиной 12–50 м и мощностью 1,8–10,0 м в рудоносной зоне протяженностью 150 м. Содержание Cr_2O_3 в рудах 30–35 %.

Хойлинский блок вмещает:

– высокохромистые рудопроявления богатых и бедных руд дунит-гарцбургитового СВК (Хойлинское, Пайты, Правоюньягинское, Кечпельские 1 и 2) и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК (Верхнелагортинское, Малолагортинское, Большелагортинское);

– глиноземистые рудопроявления гарцбургитового СВК (Лагортинское и Кэршорское).

Рудопроявление Пайты расположено в дунитовом теле размером 300x1600 м и объединяет восемнадцать рудных тел, два из которых (1903 и 2469) сложены богатыми рудами, остальные – редко-убоговкрапленными. Длина рудных тел составляет от 38 м до 115 м, мощность – от 1,0 до 6,0 м. Форма тел линзовидная, пластообразная. Содержание Cr_2O_3 в рудах – от 7 до 38,5 %.

Хойлинское рудопроявление приурочено к крупному линзовидному телу дунитов среди гарцбургитов с дунитовой составляющей более 10 %. Здесь выявлены более 30 рудных тел мощностью от 0,5 до 11,2 м и протяженностью до 20–30, редко 50 м. Форма рудных тел уплощенно-линзовидная, неправильная линзовидная. Содержание Cr_2O_3 в рудах – от 17 до 45 %.

Правоюньягинское рудопроявление расположено в северной краевой части Хойлинского блока и приурочено к крупному широтному телу дунитов протяженностью 3 км и шириной 600–700 м. На рудопроявлении установлены три рудоносных участка: Западный, Центральный и Восточный. Оруденение представлено небольшими линзами убогих руд со шлирами густовкрапленных. Относительно богатое оруденение установлено на Западном участке с содержанием Cr_2O_3 в руде 21 %.

Рудопроявление Кечпельское I приурочено к зоне чередования крупных и мелких полосовидных тел дунитов мощностью до 200 м и гарцбургитов мощностью до 100 м. Хромовое оруденение представлено тонкими полосами, линзами и шлирами, согласными с вмещающими их дунитами. Содержание Cr_2O_3 в рудах – 6–17 %, крайне редко 22 %.

Рудопроявление Кечпельское II представлено серией кулисообразных субпараллельно расположенных линзо-, пластообразных рудных тел в крупном дунитовом теле, образующих хромитоносную зону длиной 3 км шириной от 40 м на севере до 300 м на юге. Установлены 18 рудных тел протяженностью от 50 м до 800 м и мощностью 0,5–1,5 м, реже 2,0 м. Руды вкрапленные, струйчатые, шлировые, преобладают убого-редковкрапленные разности с содержанием Cr_2O_3 8–22 %.

Рудопроявления Верхнелагортинское, Большелагортинские I и II, Малолагортинское локализованы в краевых дунитах дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, непрерывной полосой протягивающихся на 22 км вдоль северо-западного контакта массива. Ширина тел дунитов изменяется от 100 м на юге, до 500 м в средней части и достигает 750 м на севере в районе Верхнелагортинского рудопроявления. На северо-востоке дуниты контактируют с гарцбургитами, на западе сменяются через переслаивание верлитами, пироксенитами и габбро-амфиболитами.

Верхнелагортинское рудопроявление объединяет восемь рудных тел пластообразной и линзовидно-уплощенной формы с постепенными контактами. Оруденение представлено маломощными прожилками, струйчато-полосчатыми, реже нодулярными и орбикулярными рудами, невыдержанными по простиранию. Мощность рудных полос – от долей сантиметров до нескольких десятков сантиметров, протяженность – не более нескольких метров. Максимальное содержание Cr_2O_3 в рудах 22,66 %, среднее – 11,13 %.

Большелагортинское рудопроявление представлено коренными выходами и развалами шлирово-вкрапленных руд, слагающих уплощенные пластообразные залежи. Содержание Cr_2O_3 в рудах колеблется от 19,05 до 40,48 %.

Малолагортинское рудопроявление сложено убого-редковкрапленными рудами с характерным струйчатым, шлировидным и полосчатым распределением хромшпинелида. На фоне вкрапленных руд, согласно с полосчатостью, выделяются шпирь, сложенные редко-, средне- и густовкрапленными разностями. Редко в развалах отмечаются обломки орбикулярных руд. Доминируют руды убого- и редковкрапленные. Содержание – Cr_2O_3 колеблется от 15,6 до 19,0 %.

На *Лагортинском рудопроявлении* в дунитовом теле размером 1000x80 м установлена группа из четырех сближенных рудных тел мощностью от 0,3 до 1,2 м. Руды преимущественно редко-средневкрапленные, струйчато-прожилковой текстуры, с содержанием Cr_2O_3 12–23 %.

Рудопроявление Кершорское объединяет 15 рудных тел столбообразной и линзовидной формы длиной от 1 до 40 м, шириной от 0,4 до 30,8 м. Преобладают густовкрапленные и сплошные руды с содержанием Cr_2O_3 от 30 до 40 %, в бедных убого-редковкрапленных – от 7 % до 15,5 %, в том числе в самом крупном 9 размером 30,8x45,0 м – 14,46 %.

Известные в пределах Погурейского блока рудопроявления с глиноземистыми рудами *Лабогейской группы* расположены в центре, а *Верхнепогурейское и Южно-Погурейское рудопроявления* – в его юго-западной части.

Рудопроявления Лабогейское 1 представлено одним линзовидным телом густовкрапленных хромитов мощностью 3 м в небольшом дунитовом теле среди гарцбургитов. Содержание Cr_2O_3 в руде 37–42 %, в среднем 29,06 %.

На *рудопроявлении Лабогейское 2* в дунитовом теле мощностью 10 м вскрыты два рудных интервала 3,5 и 0,4 м, разделенные полуметровыми дунитами. Вмещающими для дунитов являются гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–20 %. Хромовые руды густовкрапленные, средне-крупнозернистые. Содержание Cr_2O_3 в руде 31–34 %.

Верхнепогурейское рудопроявление приурочено к средней части крупного субмеридионального дунитового тела линзовидной формы размером 100–200x600 м среди неистощенных апогарцбургитовых войкаритов. Тектоническим нарушением рудная залежь разделена на два блока со смещением 10–20 м. Мощность рудного тела от 9,6 м до 20,6 м. Руды редко-средневкрапленные пятнистой и неяснополосчатой текстуры. Содержание Cr_2O_3 в руде от 14 до 30 %, в среднем 18,5 %.

Рудопроявление Южнопогурейское представлено двумя субширотными телами длиной 48 м и 155 м, мощностью 5 м и 3,5 м соответственно, расположенными в 5–10 м друг от друга. Форма рудных тел пластообразная с раздувами и пережимами. Дунитовая оторочка вокруг рудных тел не превышает 30 см. Руды представлены сплошными, реже средне-редковкрапленными разностями. Контакты резкие. Вмещающими породами являются серпентинизированные гарцбургиты с дунитовой составляющей 20–30%. Содержание Cr_2O_3 в руде 36–38%.

Лаптапайский блок содержит более 28 рудопроявлений хромовых руд, которые по геолого-структурной позиции разбиваются на три типа. Первый тип – многочисленные проявления с бедными высокохромистыми рудами в краевых дунитах дунит-верлит-клинопироксенитового СВК (*Северное Высокое, Высокое, Двуглавое, Чигим-Харутские 1 и 2*). Второй тип – рудопроявления в крупных полосовидных телах дунитов с преобладанием бедных высокохромистых руд, которые располагаются в гарцбургитах субпараллельно западным краевым дунитам (*Лаптапайские 2, 3, 4, Аммональное, 2481, Водораздельное*). Третий тип – глиноземистые рудопроявления в преимущественно мелких телах дунитов среди гарцбургитов (*Северо-Лаптапайское, Центральное-Лаптапайское*). Первые два типа, несмотря на различное структурное положение, сближает морфология рудных зон и рудных тел, текстуры руд и близкий уровень содержания Cr_2O_3 .

Рудопроявление Высокое расположено в полосе дунитов шириной 320 м. Рудная зона размером 100–200×2000 м состоит из двенадцати рудных тел и зон с повышенной вкрапленностью хромшпинелида. Предполагаемая протяженность рудных тел 60–120 м, мощность 0,5–5,0 м, в среднем 1,5 м. Руды неравномерно вкрапленные – на фоне вкрапленности хромшпинелида в 5–10% выделяются прерывистые струйки и шлиры мощностью 1–3, реже до 10–20 см густовкрапленных и сплошных хромитов. Содержание Cr_2O_3 в руде – от 5% до 13%.

Рудопроявление Двуглавое представлено десятью кулисообразно расположенными рудными телами, образующими рудную зону размером 320×1000 м в дунитовом теле шириной 400 м. Длина 200–350 м, ширина от 0,8 м до 31,0 м, в среднем 6,9 м. Форма рудных тел уплощенно-линзовидная. Текстуры руд струйчатые, прожилковые, шлирово-полосчатые. Содержание Cr_2O_3 в руде – от 5 до 33%, в среднем 7,16%.

Остальные рудопроявления западной полосы краевых дунитов значительно меньше по своим размерам, но сохраняют все характерные черты строения вышеописанных рудопроявлений. В них преобладают убоговкрапленные руды с содержанием Cr_2O_3 6–7%.

Рудопроявления Лаптапайские 2, 3, 4, отнесенные ко второму типу, находятся в трех телах дунитов С-СВ простирания в 400 м друг от друга и представлены кулисообразно расположенными рудными телами протяженностью до 300 м. Руды шлирово-полосчатые убого-редковкрапленные с обособлениями средневкрапленных. Содержание Cr_2O_3 в руде от 6 до 18,5%.

В третью группу включены рудопроявления с глиноземистыми рудами – Северо-Лаптапайское и Центральное-Лаптапайское.

Северо-Лаптапайское рудопроявление локализовано в крупном дунитовом теле размером 400×4000 м и представлено одним рудным телом длиной 120 м и мощностью 10–4,4 м. Руда густовкрапленная с содержанием Cr_2O_3 20–32,5%.

Центральное-Лаптапайское рудопроявление расположено в уплощенном дунитовом теле шириной 90–100 м. В рудной зоне протяженностью 100 м вскрыты 10 рудных тел, три из которых имеют размеры 7,5–12,5×37 м, 2–5×27 м, 1–5×40 м, остальные – протяженностью менее 5 м и мощностью до 1 м. Форма тел неправильно-линзовидная.

Руды редко-средневыкрапленные, в первом рудном теле преобладают сплошные. Содержание Cr_2O_3 в первом рудном теле 23–42 %, в остальных от 10 до 27 %.

Таким образом, хромовое оруденение Войкаро-Сыньинского массива отличается широкими вариациями состава рудообразующего хромшпинелида, его количеством в руде (густота выкрапленности), большим разнообразием текстурно-структурных характеристик, а также составом силикатного цемента.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Данные о составе рудообразующего хромшпинелида представлены 1402 микрозондовыми анализами из 32 рудопроявлений разных СВК [4, 5, 8, 18, 29, 39].

Распределение содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах имеет двухмодальный характер и отражает наличие в пределах Войкаро-Сыньинского массива двух различных типов хромовых руд – хромистого и глиноземистого (рис. 2.37), граница между которыми лежит в диапазоне 48–50 % Cr_2O_3 и 18–20 % Al_2O_3 .

Главная мода содержания Cr_2O_3 в глиноземистых хромшпинелидах отвечает 40–42 %, в хромистых – 54–56 %. Главная мода содержания Al_2O_3 в глиноземистых хромшпинелидах соответствует 26–28 %, в хромистых – 10–12 %. Максимальная плотность распределения Fe_2O_3 – 3–5 %, диапазон – от первых 0,1н до 45 %. Содержания FeO и MgO показывают одномодальное распределение с равными модами в 12–16 %, их плотностные гистограммы зеркально отражают друг друга. Содержание TiO_2 укладывается в интервал 0,1–0,4 % с модой 0,2–0,3 %.

Показатель $\#Cr$, так же как и содержание Cr_2O_3 и Al_2O_3 , имеет двухмодальное распределение – для глиноземистых хромшпинелидов 0,5–0,6, для хромистых – 0,7–0,8. Мода показателя $\#Fe$ 0,3–0,4. Мода показателя $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ лежит в диапазоне 0,1–0,2, увеличиваясь в сторону метаморфизованного состава до 0,5.

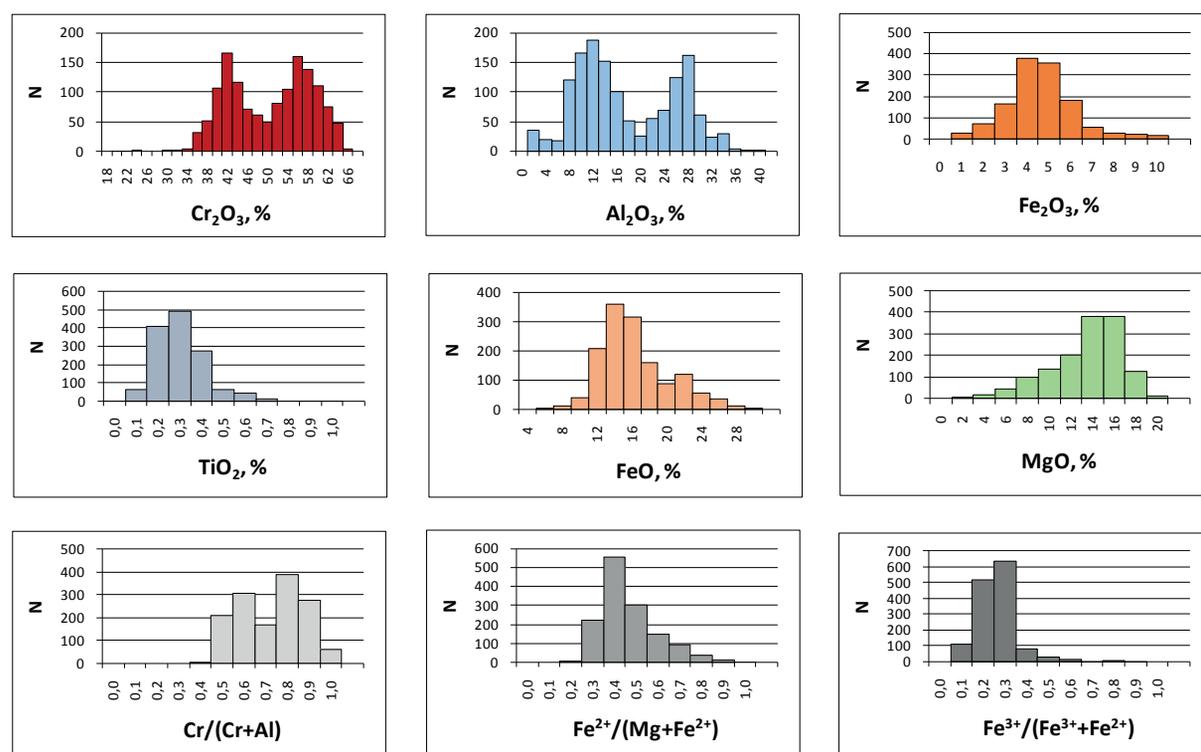


Рис. 2.37. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Войкаро-Сыньинского массива

Установлена приуроченность рудопроявлений с глиноземистой шпинелью к юго-восточным частям массива в пределах гарцбургитового СВК. Исключением являются Харотские рудопроявления, локализованные в северо-западной части массива. Рудопроявления с хромистой шпинелью дунит-гарцбургитового СВК, напротив, тяготеют преимущественно к северо-западным частям массива. Исключением является Аркашорское рудопроявление, расположенное ближе к юго-восточному контакту массива. Рудопроявления и точки минерализации в дунитах дунит-верлит-клинопироксенитового СВК с хромистой шпинелью локализованы в основном вблизи северо-западного контакта массива.

Состав хромшпинелидов из рудопроявлений, локализованных в разных СВК, характеризуется разной представительностью. Наиболее полно представлен состав рудопроявлений дунит-гарцбургитового и гарцбургитового СВК – 734 и 521 анализов соответственно, дунит-верлит-клинопироксенитового СВК – 146 анализов.

Наиболее значительно хромшпинелиды рудопроявлений разных структурно-вещественных комплексов массива различаются по содержанию Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 2.38).

Моды Cr_2O_3 шпинелей гарцбургитового СВК – 40–42 %, дунит-гарцбургитового СВК 54–56 %, дунит-верлит-клинопироксенитового СВК – 58–60 %. Моды Al_2O_3 составляют 26–28 %, 10–12 % и 8–10 % соответственно. При этом интервалы с максимальной плотностью распределения этих компонентов для шпинелей дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК частично совпадают, а аналогичные интервалы гарцбургитового СВК смещаются в сторону более глиноземистого и менее хромистого состава (рис. 2.38).

Наиболее часто встречающиеся содержания TiO_2 для шпинелей гарцбургитового СВК лежат в диапазоне 0,2–0,4 %, дунит-гарцбургитового СВК – 0,1–0,3 %, дунит-верлит-клинопироксенитового СВК – 0,1–0,2 %.

Менее значимые различия между хромшпинелидами разных СВК устанавливаются по содержанию MgO . Наиболее магниезальными с модой 14–16 % и узким диапазоном содержаний в 12–18 % являются глиноземистые шпинели рудопроявлений гарцбургитового СВК. Шпинели дунит-верлит-клинопироксенитового СВК слагают две примерно близкие по частоте встречаемости моды в 8–10 и 12–14 %, последняя мода характерна и для шпинелей дунит-гарцбургитового СВК, при этом разброс содержаний MgO шире, чем у шпинелей гарцбургитового СВК.

Характер распределения и диапазоны содержания FeO в рудообразующих хромшпинелидах дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК почти одинаковы, хромшпинелиды гарцбургитового СВК менее железистые и имеют меньший диапазон содержания закисного железа.

Максимальная плотность распределения показателя $\#Cr$ для шпинелей гарцбургитового СВК соответствует 0,4–0,6, для шпинелей дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК главные моды составляют 0,7–0,8 и 0,8–0,9 соответственно.

Главные моды показателя $\#Fe$ для хромшпинелидов гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК совпадают, составляя 0,3–0,4, но для первых преобладающая часть значений меньше 0,3, а для вторых – больше 0,4. Этот показатель для хромшпинелидов дунит-верлит-клинопироксенитового СВК образует ровное плато от 0,3 до 0,6.

Минимальный показатель $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ характерен для хромшпинелидов дунит-верлит-клинопироксенитового СВК с модой 0,1–0,2, максимальный – для хромшпинелидов дунит-гарцбургитового СВК с модой 0,2–0,3, мода хромшпинелидов гарцбургитового СВК занимает промежуточное положение.

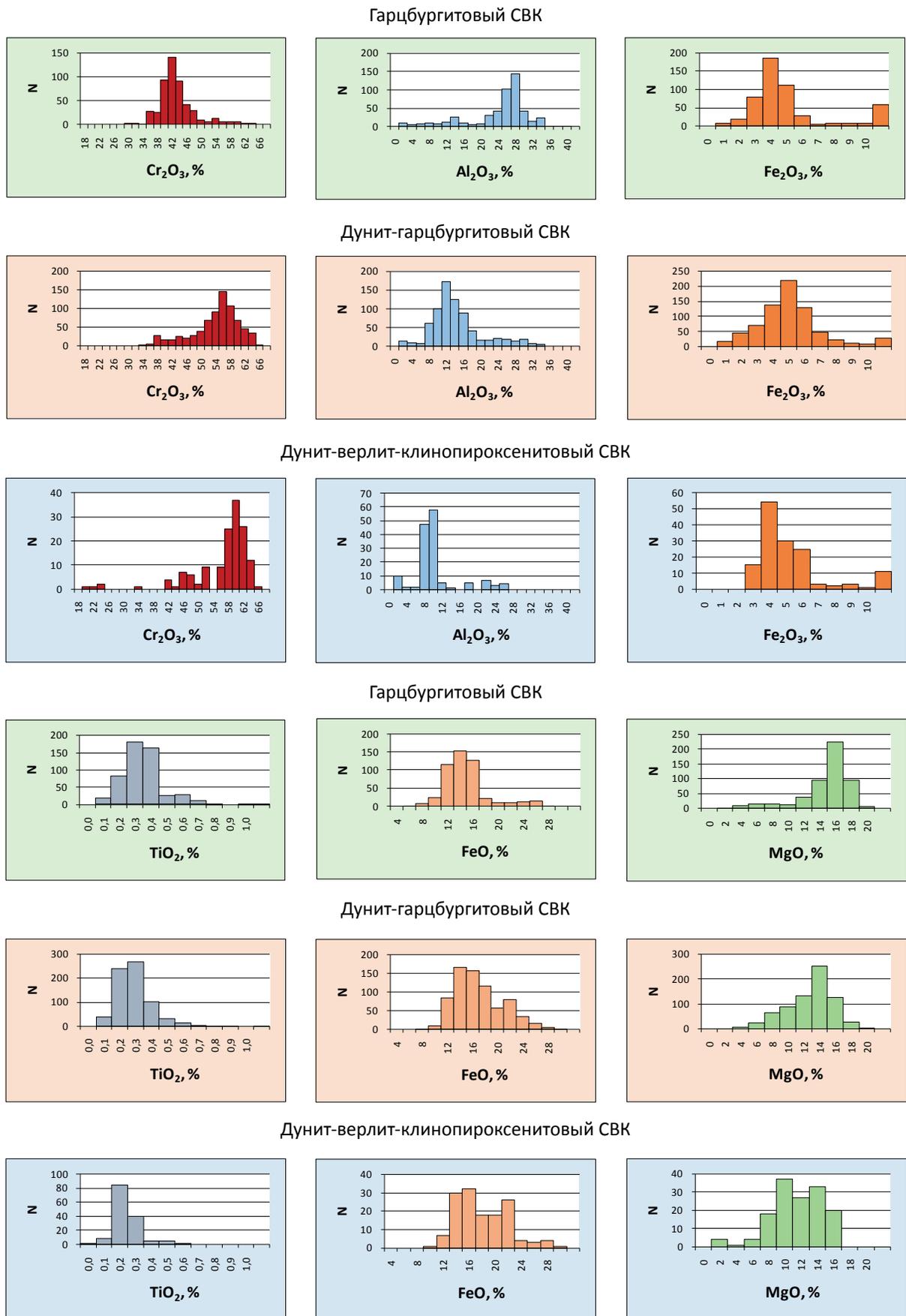


Рис. 2.38. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида из разных структурно-вещественных комплексов Войкаро-Сыньинского массива

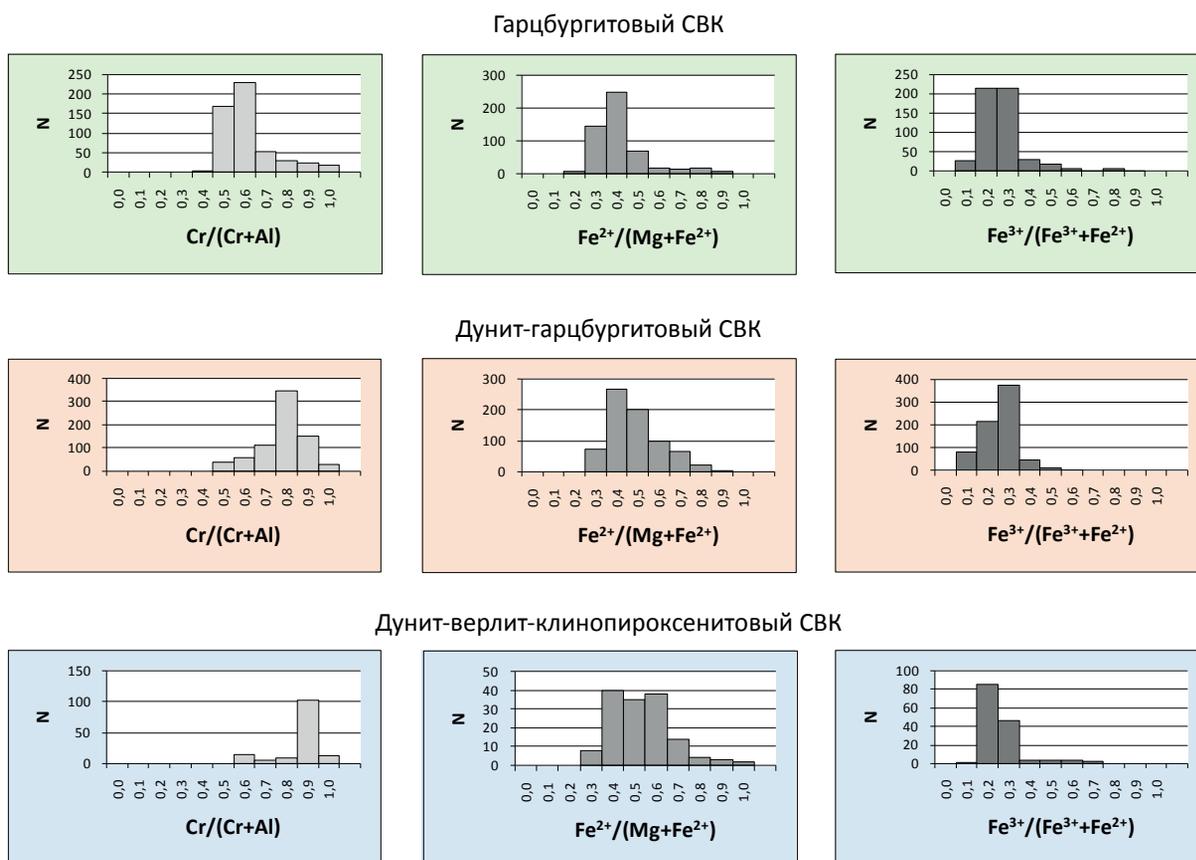


Рис. 2.38. (продолжение рисунка)

Состав хромшпинелидов различных структурно-вещественных комплексов разделен на «первичные» и «метаморфизованные» по содержанию Al_2O_3 и Fe_2O_3 , как наиболее мобильных элементов при метаморфических преобразованиях руд (рис. 2.38). К первичным отнесены хромшпинелиды с содержанием $Al_2O_3 > 6\%$ и $Fe_2O_3 < 6\%$.

Общей для первичных хромшпинелидов различных структурно-вещественных комплексов является отрицательная связь между Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Шпинели гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК образуют единый тренд с широко варьирующими содержаниями этих компонентов – $K_{корр.} -0,92$ и $-0,88$ соответственно, а шпинели дунит-верлит-клинопироксенитового СВК характеризуются незначительными вариациями с $K_{корр.} -0,54$ (рис. 2.39, табл. 2.3).

Значимые положительные связи между Al_2O_3 и MgO с $K_{корр.} 0,54$ установлены для хромшпинелидов практически всех рудопроявлений гарцбургитового СВК, чьи тренды различаются углом наклона и длиной – диапазоном содержаний этих компонентов (рис. 2.40). В хромшпинелидах рудопроявлений дунит-гарцбургитового СВК также преобладает положительная связь между Al_2O_3 и MgO с $K_{корр.} 0,52$, в то время как хромшпинелиды дунит-верлит-клинопироксенитового СВК слагают горизонтальный тренд, параллельный оси MgO с широкими вариациями содержания магния и незначительными – алюминия с $K_{корр.} 0,16$.

Связь между содержаниями Fe_2O_3 и Cr_2O_3 в хромшпинелидах гарцбургитового СВК не проявлена. В шпинелях дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК она имеет отрицательный знак с $K_{корр.} -0,39$ и $-0,74$ соответственно.

Таблица 2.3

Коэффициенты корреляции основных компонентов первичных рудообразующих хромшпинелидов различных структурно-вещественных комплексов

Гарцбургитовый СВК						
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
TiO ₂	1					
Al ₂ O ₃	-0,30	1,00				
Cr ₂ O ₃	0,13	-0,92	1,00			
Fe ₂ O ₃	0,10	-0,30	0,08	1,00		
FeO	0,33	-0,37	0,13	-0,07	1,00	
MgO	-0,34	0,54	-0,30	0,00	-0,98	1,00
Дунит-гарцбургитовый СВК						
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
TiO ₂	1					
Al ₂ O ₃	0,29	1,00				
Cr ₂ O ₃	-0,38	-0,88	1,00			
Fe ₂ O ₃	0,06	0,37	-0,57	1,00		
FeO	0,09	-0,39	0,07	-0,24	1,00	
MgO	0,00	0,52	-0,20	0,23	-0,97	1,00
Дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК						
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
TiO ₂	1					
Al ₂ O ₃	0,50	1,00				
Cr ₂ O ₃	-0,40	-0,54	1,00			
Fe ₂ O ₃	0,36	0,16	-0,74	1,00		
FeO	-0,06	-0,11	-0,66	0,36	1,00	
MgO	0,07	0,16	0,63	-0,36	-1,00	1,00

Связь между Fe₂O₃ и Al₂O₃ в шпинелях дунит-верлит-клинопироксенитового СВК отсутствует, в то время как для дунит-гарцбургитового и гарцбургитового СВК она примерно одинакова по величине, но отличается по знаку – K_{корр.} 0,37 и -0,30 соответственно.

Глиноземистые шпинели рудопроявлений гарцбургитового СВК – Бурхойлинского, Легопайерского, Ямботывисского участка, Лагортинского, Верхнепогурейского, Лабогейского 2 отличаются постоянством состава, несмотря на то, что расположены они в разных блоках массива (рис. 2.40). Диапазон содержания Cr₂O₃ составляет 37–44 %, Al₂O₃ – 22–29 %, Fe₂O₃ – 2–5 %, MgO – 11–17 %, FeO – 11–16 %.

Шпинели Кершорского рудопроявления характеризуются широкими вариациями состава и многомодальным распределением Cr₂O₃ и Al₂O₃, образуя четыре дискретных группы. Самыми глиноземистыми и магнезиальными (Cr₂O₃ 34–36 %, Al₂O₃ 32–34 %, MgO 17–18 %) являются шпинели рудного тела 3, залегающего в небольшом маломощном дунитовом теле среди неистощенных гарцбургитов с дунитовой составляющей 10 %. Наиболее хромистыми являются шпинели рудного тела 2 (Cr₂O₃ 46–48 %, Al₂O₃ 20–22 %, MgO 14–16 %), локализованного в дунитах на границе истощенных гарцбургитов с разной дунитовой составляющей.

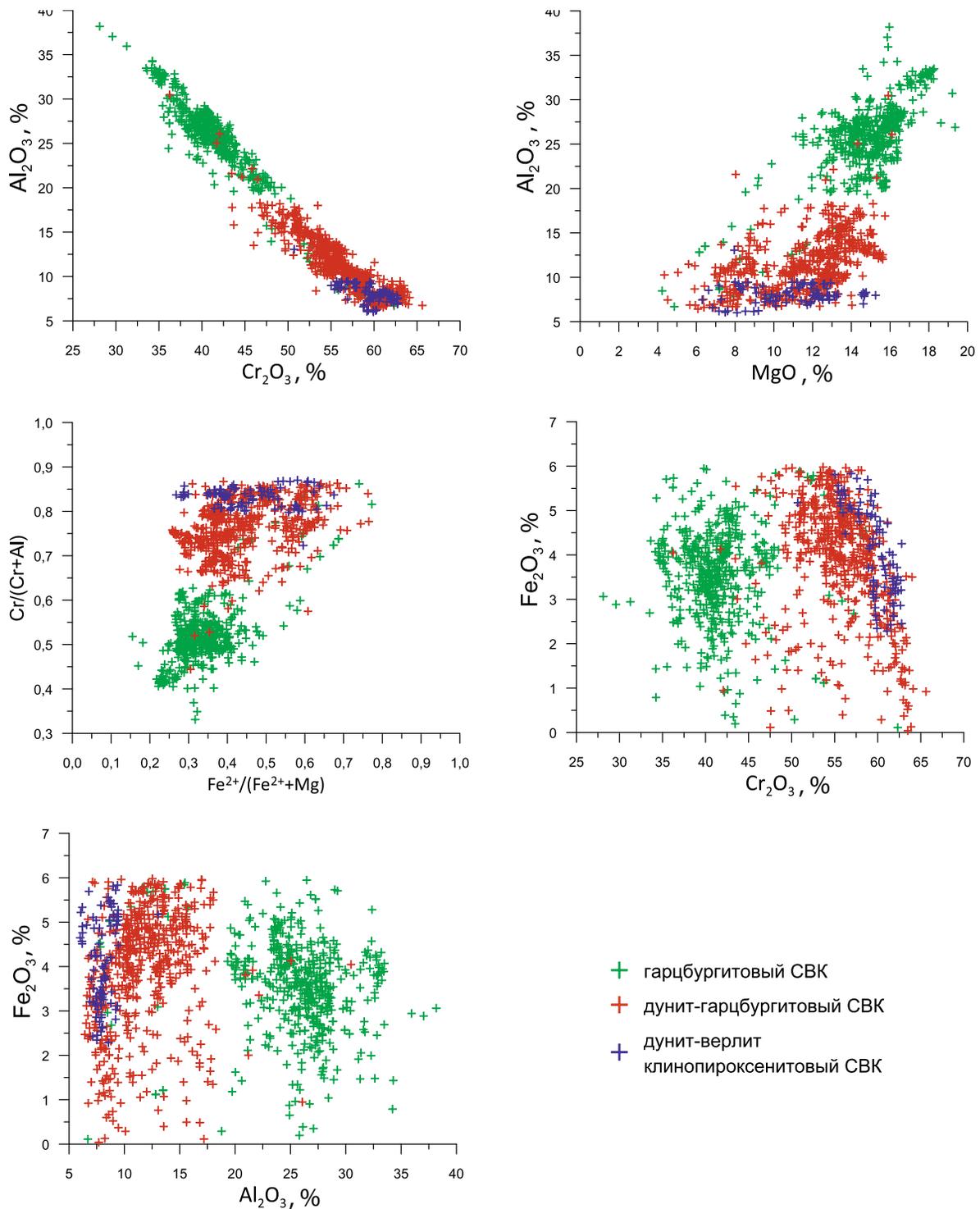


Рис. 2.39. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов первичного хромшпинелида из рудопоявлений разных структурно-вещественных комплексов Войкаро-Сыньинского массива

Диапазон состава шпинелей Южно-Погурейского рудопоявления, представленного 16 анализами, практически повторяет кершорский – от 31 до 50% Cr_2O_3 и от 20 до 36% Al_2O_3 .

В пределах Косшорского блока, наряду с хромистыми, выделяются и глиноземистые хромшпинелиды с двумодальным распределением хрома и алюминия. Главная мода Cr_2O_3 отвечает 44–46%, Al_2O_3 – 24–26%, второстепенная – 36–38% и 30–32% соответственно. Глиноземистые руды, представленные сплошными и густовкрапленными разностями, развиты в юго-восточной части Косшорского блока.

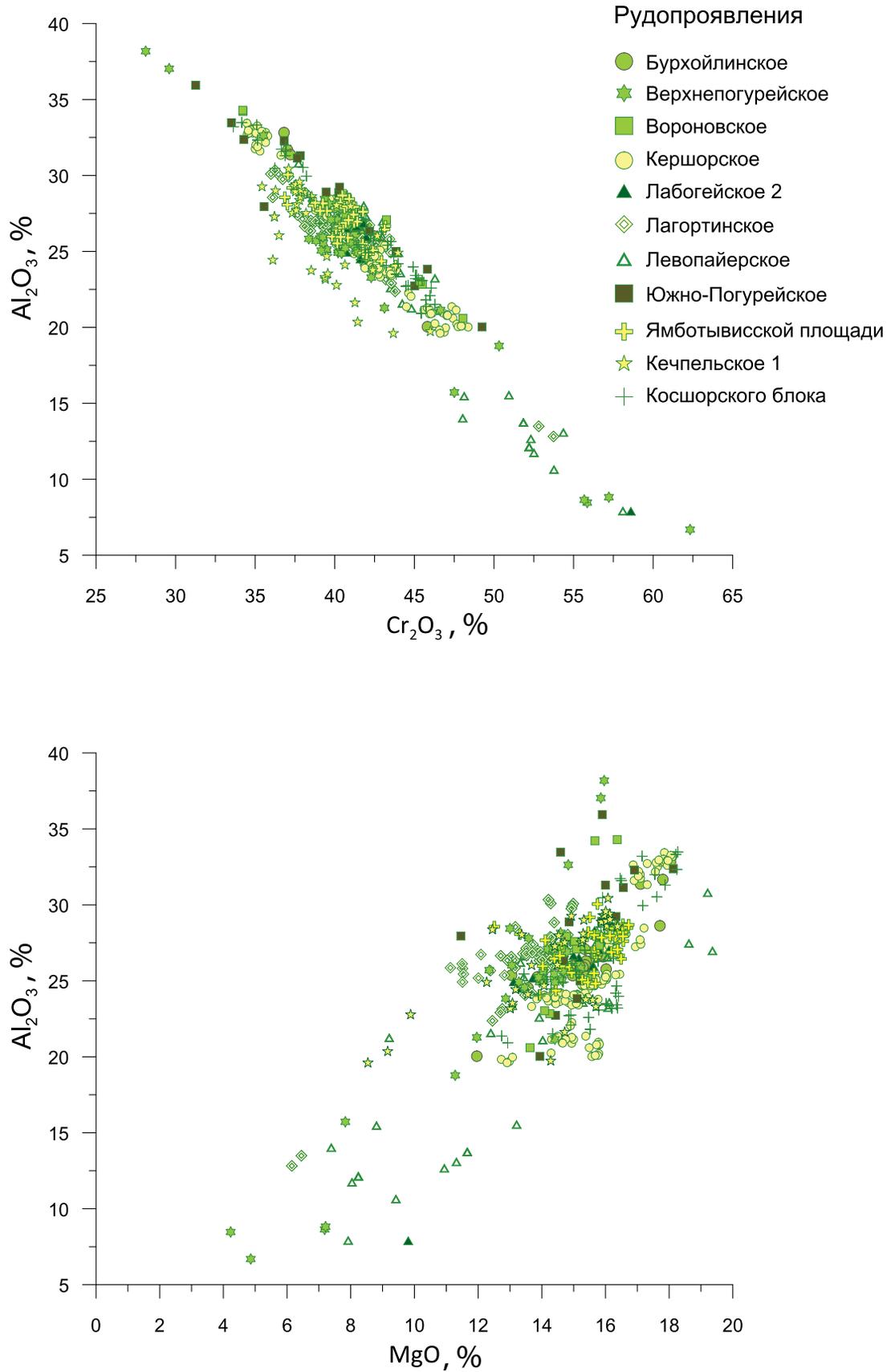


Рис. 2.40. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов первичного хромшпинелида из рудопроявлений гарцбургитового СВК Войкаро-Сыньинского массива

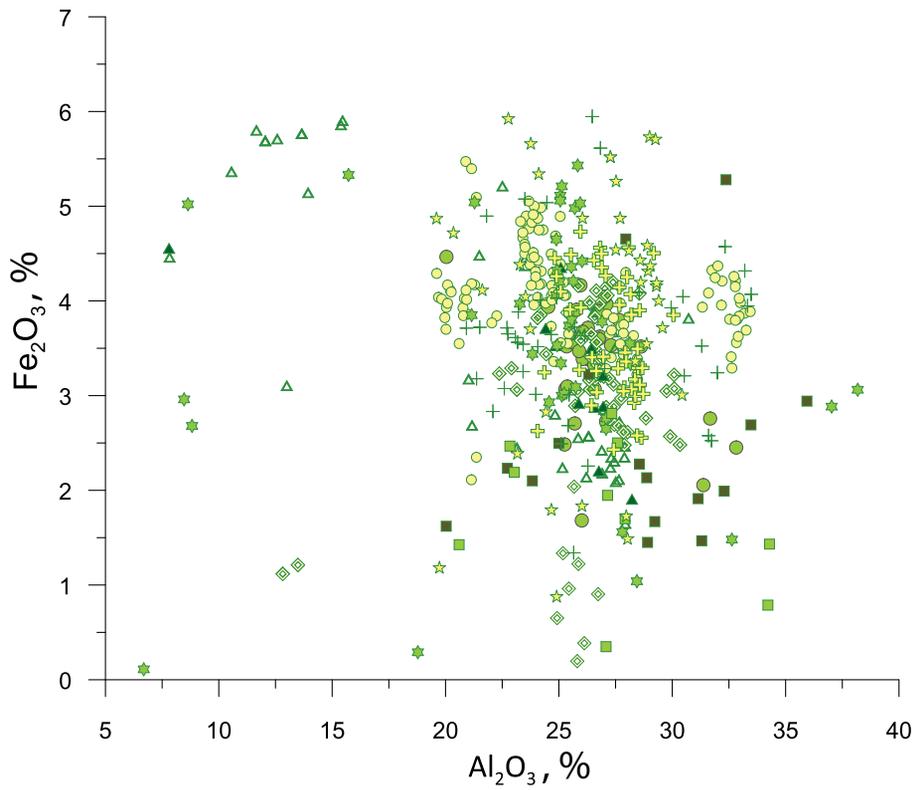
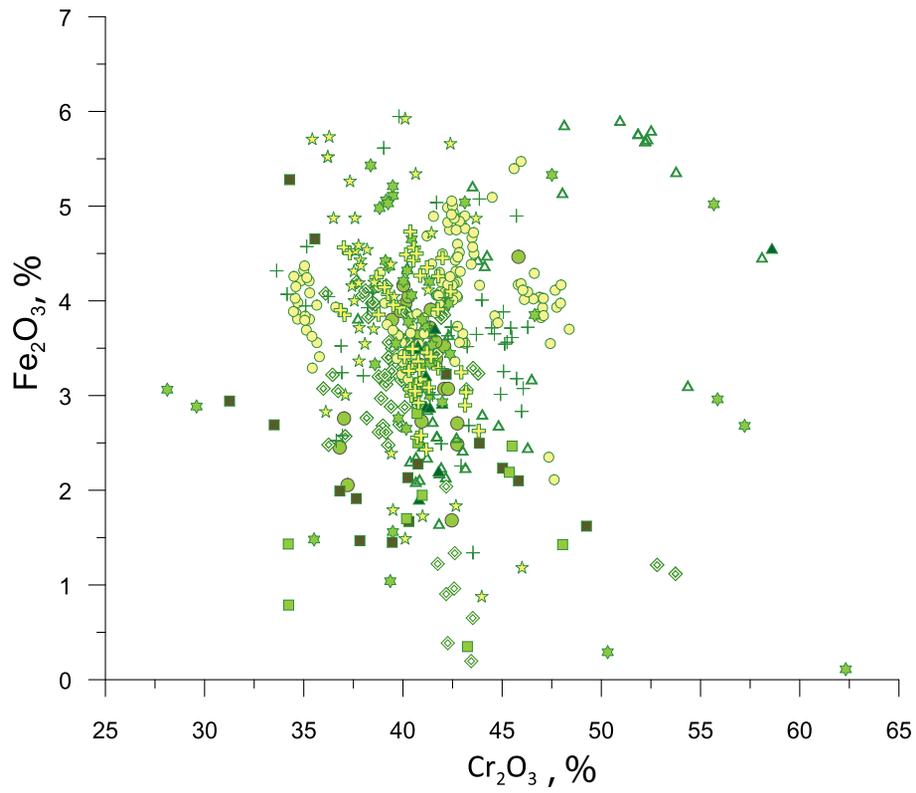


Рис. 2.40. Продолжение рисунка

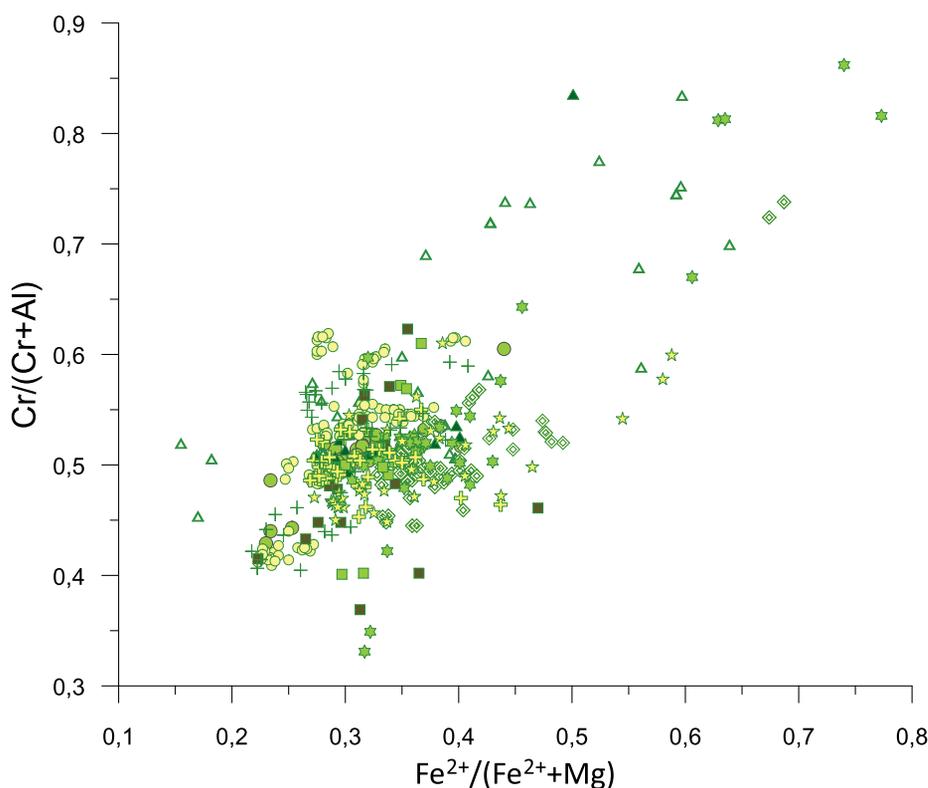


Рис. 2.40. Продолжение рисунка

Рудопроявление Кечпельское 1 представлено как хромистыми, так и глиноземистыми рудами. Глиноземистые шпинели слагают рудные обособления двух типов: 1) шлировые струйчато-полосчатые с постепенными переходами к вмещающим породам; 2) линзовидно-пластовые от средневкрапленных до сплошных. Шпинели первого типа содержат 27–30 % Al_2O_3 и 35–40 % Cr_2O_3 , второго типа – 20–25 % и 39–45 % соответственно.

Следует отметить, что часть хромшпинелидов ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 20\%$), отнесенных к первичным, видимо частично претерпели метаморфические преобразования, выраженные в «хлоритизации» рудных зерен и в потере Al_2O_3 и MgO с комплементарным обогащением Cr_2O_3 и FeO .

Состав хромистых шпинелей рудопроявлений дунит-гарцбургитового СВК отличается от состава глиноземистых большими вариациями содержания основных компонентов (рис. 2.41).

Наибольший разброс содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 характерен для хромшпинелидов Косшорского блока и рудопроявления Кечпельское 1. Косшорские хромшпинелиды образуют непрерывный тренд состава с содержанием Cr_2O_3 от 47 до 62 %, Al_2O_3 от 7 до 20 %, Fe_2O_3 4–5,5 %, MgO от 7 до 15 %. Для хромшпинелидов рудопроявления Кечпельское 1 характерны те же диапазоны содержания основных компонентов, но в отличие от косшорских, они слагают три изолированные области – высокохромистую (Cr_2O_3 59–63 % и Al_2O_3 6–9 %), хромистую (Cr_2O_3 53–57 % и Al_2O_3 10–14 %) и среднехромистую (Cr_2O_3 46–51 % и Al_2O_3 14–18 %) с широкими вариациями содержания MgO от 7 до 15 %. Такой широкий разброс обусловлен наличием на этих площадях рудных объектов, принадлежащих разным морфологическим типам, и, вероятно, незаконченными метаморфическими преобразованиями хромовых руд.

Меньшими, но также значительными вариациями состава характеризуются хромшпинелиды рудопроявления 1387. Преобладающая их часть образует область с содержанием Cr_2O_3 50–53 %, Al_2O_3 14–17 %, MgO 13–14 %, Fe_2O_3 4–5,5 %; подчиненное

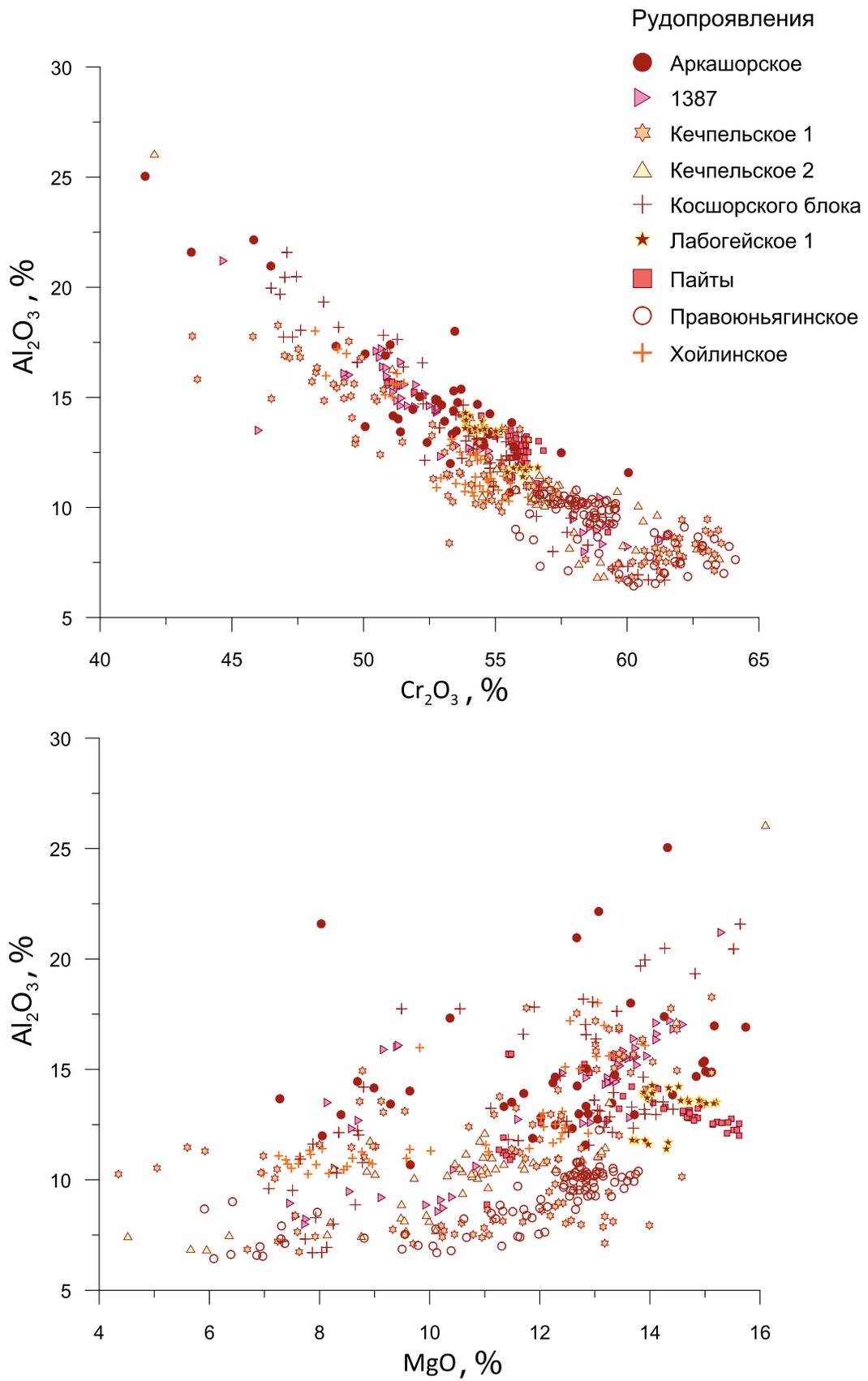


Рис. 2.41. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов первичного хромшпинелида из рудопроявлений дунит-гарцбургитового СВК Войкаро-Сыньинского массива

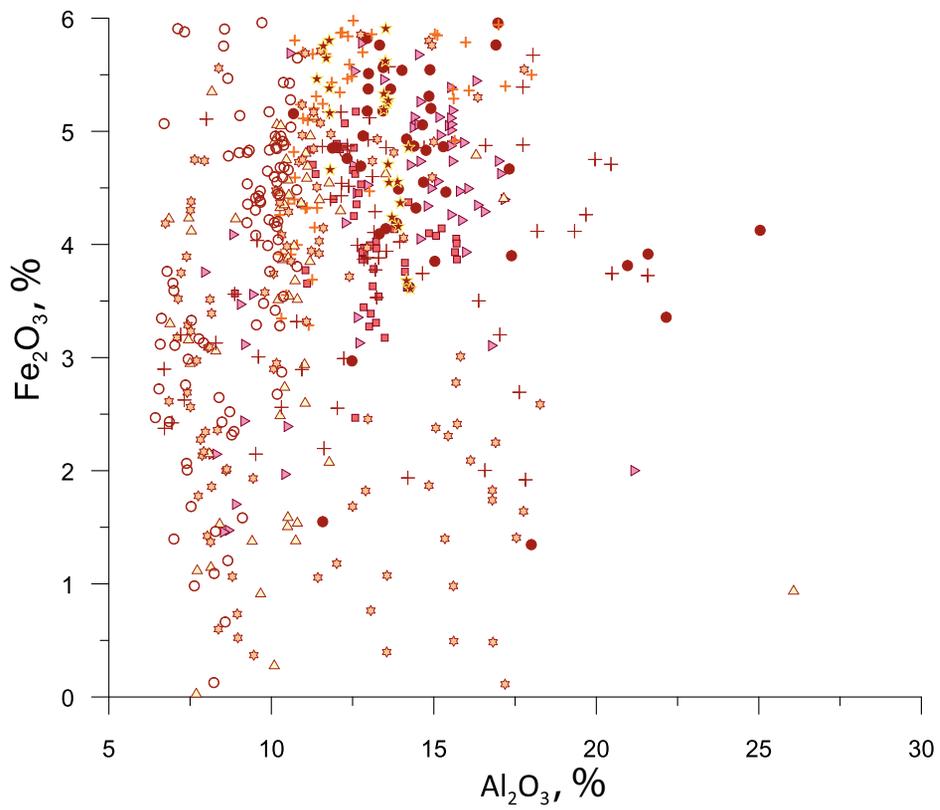
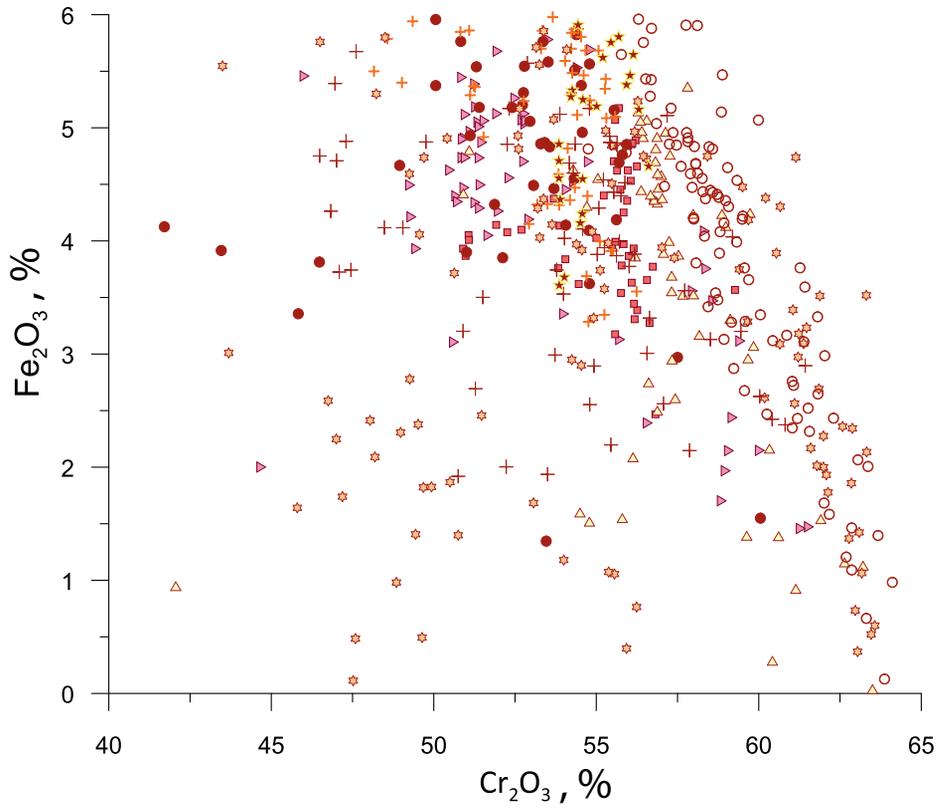


Рис. 2.41. Продолжение рисунка

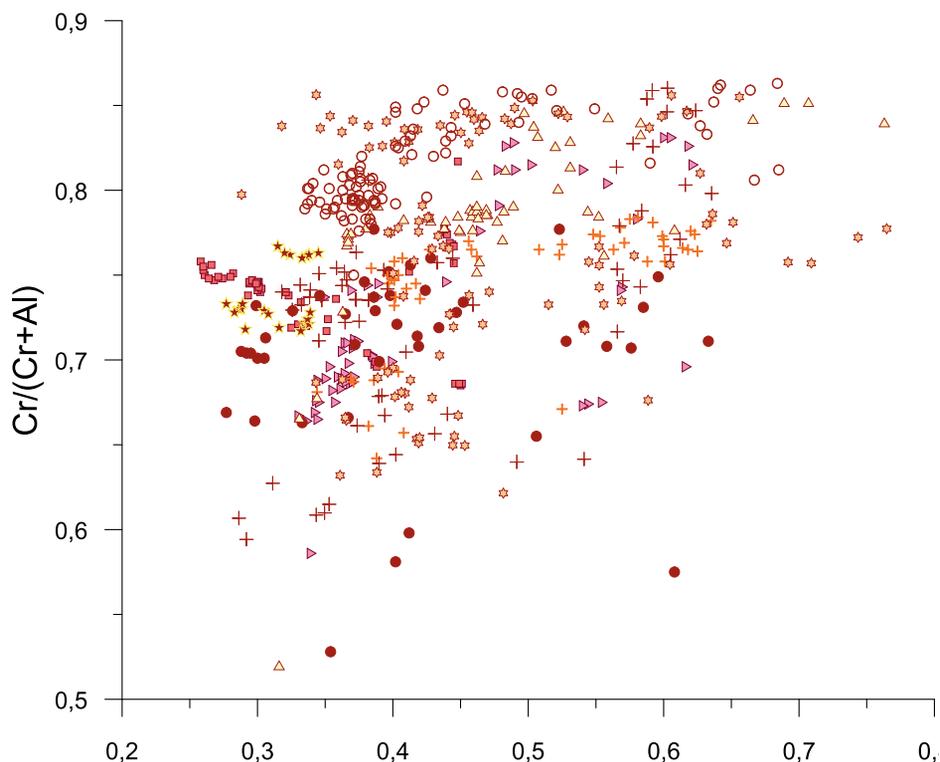


Рис. 2.41. Продолжение рисунка

количество шпинелей относится к более хромистым и железистым разностям с содержанием Cr_2O_3 57–62 %, Al_2O_3 <10 %, MgO 7–11 %, Fe_2O_3 <4 %.

Наряду с Кечпельским 1 незначительная часть шпинелей Правоюньягинского рудопроявления и единичные шпинели из рудопроявлений 1387, Кечпельского 2 и Косшорского блока относятся к высокохромистым разностям с содержанием Cr_2O_3 > 60 % и Al_2O_3 <10 %. Преобладающая часть хромшпинелидов рудопроявлений Правоюньягинское и Кечпельское 2 – менее хромистая (Cr_2O_3 54–59 % и Al_2O_3 8–12 %). При одинаковом диапазоне содержания MgO от 6 до 14 % шпинели Правоюньягинского рудопроявления являются более магниальными, чем шпинели Кечпельского 2.

Диапазон содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 для близких по составу хромшпинелидов рудопроявлений Аркашорского и Пайты составляет 50–57 % и 10–15 % соответственно, диапазон содержания MgO – 11–16 %. Аркашорские шпинели, расположенные за пределами этих диапазонов, относятся к метаморфическим. Шпинели рудопроявления Лабогейское 1 Погурейского блока практически идентичны по составу шпинелям рудопроявления Пайты, расположенных друг от друга более чем на 50 км.

Шпинели Хойлинского рудопроявления представлены двумя группами – более хромистой (Cr_2O_3 53–56 %, Al_2O_3 10–13 %, Fe_2O_3 3–6 %, MgO 7–13 %) и менее хромистой (Cr_2O_3 48–51 %, Al_2O_3 15–18 %, Fe_2O_3 5–6 %, MgO 12–14 %).

Шпинели рудопроявлений, локализованных в краевых дунитах дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, характеризуются очень низким содержанием Al_2O_3 6–10 % и высоким Cr_2O_3 – 55–65 %. Содержание Fe_2O_3 меняется в пределах 2–6 %, а MgO 6–15 % (рис. 2.42). Показатель #Fe с диапазоном от 0,25 до 0,65 полностью соответствует аналогичному показателю шпинелей дунит-гарцбургитового СВК, поэтому декларируемая в публикациях повышенная железистость хромшпинелидов дунит-верлит-клинопироксенитового СВК («хромистые повышенной железистости») требует дополнительного подтверждения на новом аналитическом материале.

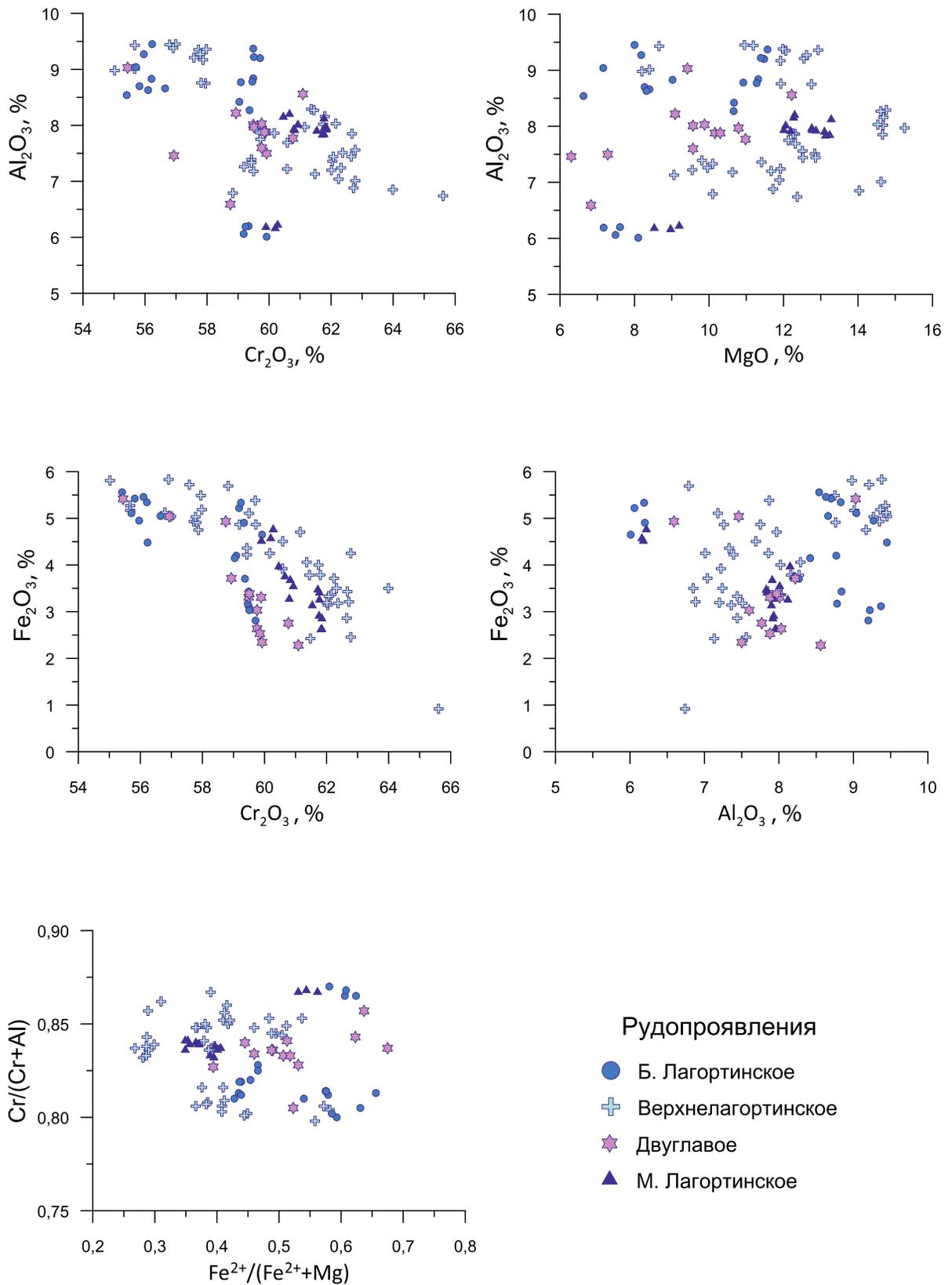


Рис. 2.42. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов первичного хромшпинелида из рудопроявлений дунит-верлит-клинопироксенитового СВК Войкаро-Сыньинского массива

На вариационной диаграмме модальные значения первичных хромшпинелидов разных СВК вытянуты субпараллельно оси Cr-Al, не выходя в ферриобласти (рис. 2.43).

Наиболее хромистыми являются шпинели рудопроявлений дунит-верлит-клинопироксенитового СВК и часть рудопроявлений дунит-гарцбургитового СВК (Кечпельское 1, 2, Правуюньягинское, 1387) – они занимают нижнюю половину области хромита, относясь к высокохромистым низко-среднежелезистым разностям (рис. 2.44).

Шпинели остальных рудопроявлений дунит-гарцбургитового СВК – Аркашорское, Хойлинское, Пайты и Косшорского блока, Кечпельское 1, 2 и 1387, компактно располагаются в верхней области алюмохромита на границе с субферриалюмохромитом.

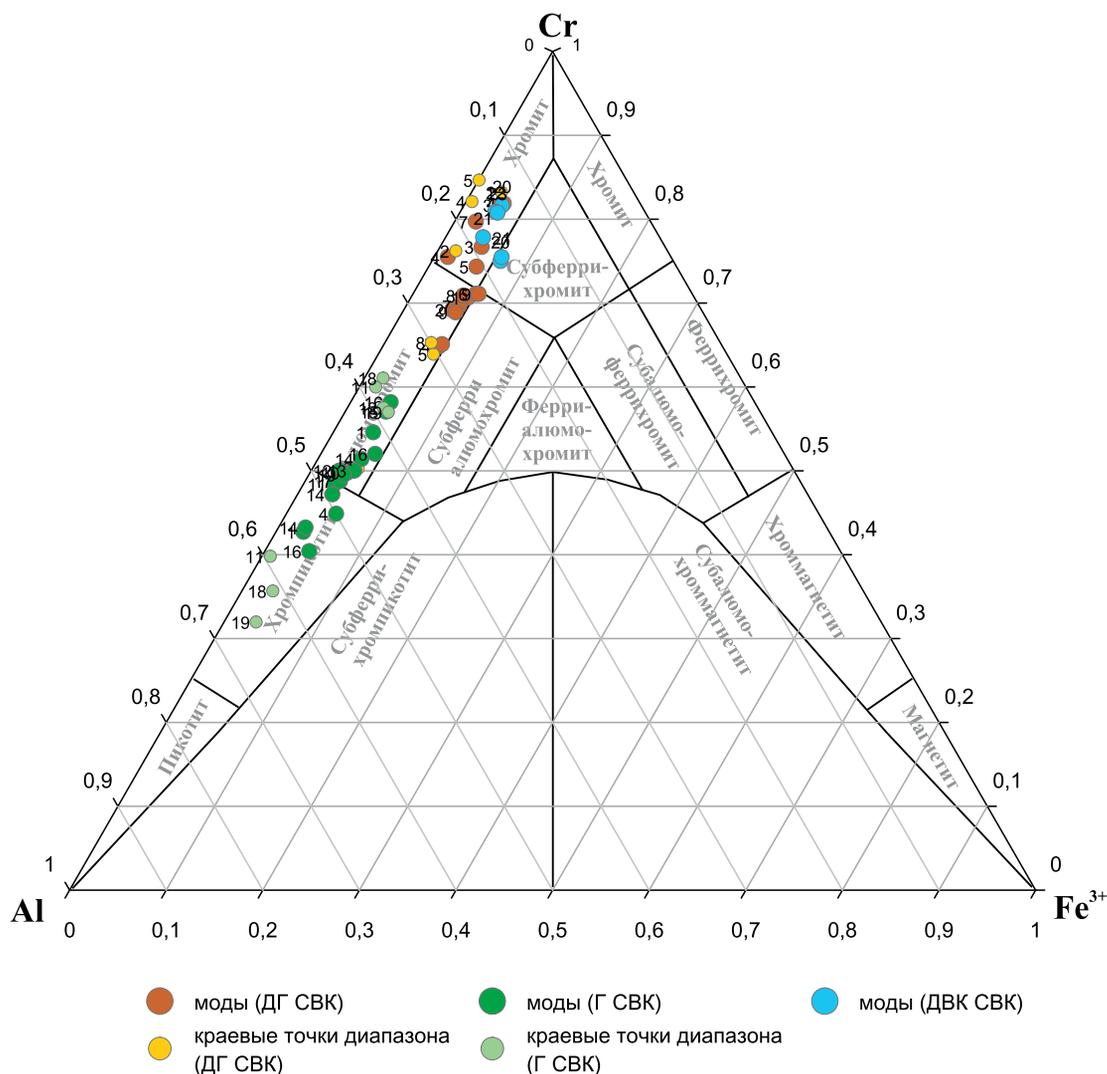


Рис. 2.43. Вариационная диаграмма модальных значений и краевых точек диапазона первичного рудообразующего хромшпинелида из рудопроявлений различных СВК Войкаро-Сыньинского массива:

Рудопроявления дунит-гарцбургитового СВК: 1 – Косшорский блок; 2 – Аркашорское; 3 – Правуюньягинское; 4 – Кечпельское 1; 5 – Кечпельское 2; 6 – Хойлинское; 7 – 1387; 8 – Пайты; 9 – Лабогейское 1.

Рудопроявления гарцбургитового СВК: 10 – Бурхойлинское; 11 – Вороновское; 12 – Левопайерские; 13 – Ямботывисская площадь; 14 – Лагортинское; 16 – Кершорское; 17 – Лабогейское 2; 18 – Южно-Погурейское; 19 – Верхнепогурейское.

Рудопроявления дунит-верлит-клинопироксенитового СВК: 20 – Верхнелагортинское; 21 – Большелагортинское 1,2; 22 – Малолагортинское; 23 – Двуглавое

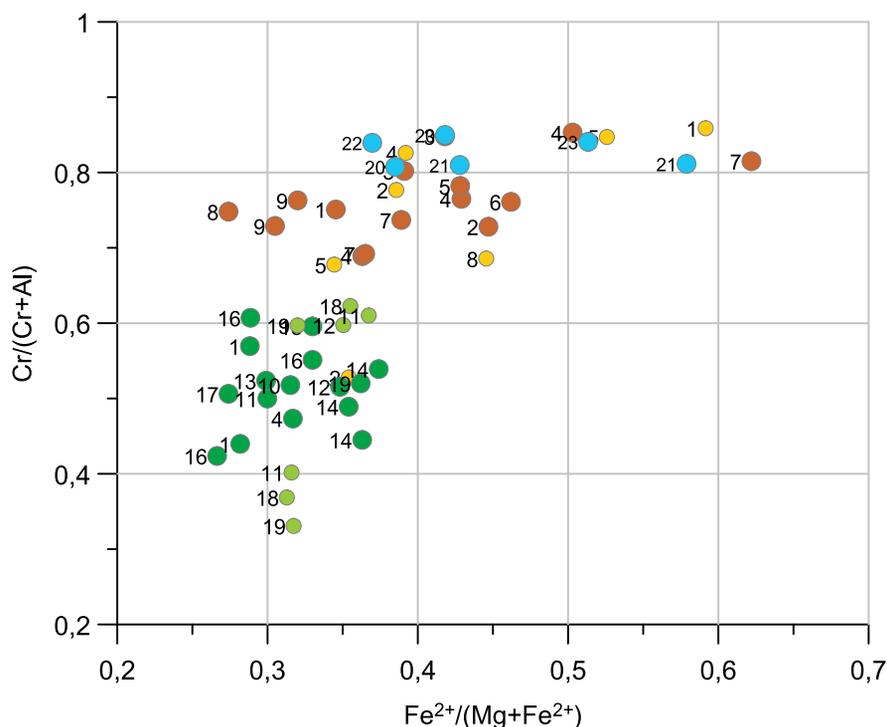


Рис. 2.44. Бинарная диаграмма модальных значений и краевых точек диапазона показателей #Fe и #Cr первичного рудообразующего хромшпинелида из рудопроявлений различных диапазонов СВК Войкаро-Сыньинского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.43

Подавляющая часть шпинелей из рудопроявлений гарцбургитового СВК занимает нижнюю часть области алюмохромита, тяготея к границе с хромпикотитом. В верхней части области хромпикотита расположены шпинели рудопроявлений Кечпельское 1, Лагортинское, Кершорское и Косшорского блока. Хромшпинелиды двух последних представлены как самым «хромистым», так и самым «глиноземистым» составом из всех шпинелей гарцбургитового СВК. Шпинели Вороновского, Южно-Погурейского и Верхнепогурейского рудопроявлений, представленные единичными анализами, расположены в центре области пикотита и являются самыми глиноземистыми.

Между шпинелями руд гарцбургитового СВК, с одной стороны, и шпинелями дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, с другой, существует разрыв по показателю #Cr: для первых модальные значения составляют 0,4–0,6, для вторых – 0,7–0,85, при этом шпинели дунит-верлит-клинопироксенитового СВК являются более хромистыми по сравнению с дунит-гарцбургитовыми (рис. 2.44).

Мода показателя #Fe хромшпинелидов гарцбургитового СВК лежит в узком диапазоне 0,26–0,38. Для хромшпинелидов двух других СВК этот диапазон гораздо шире и составляет 0,26–0,62. Самыми магниезиальными являются шпинели рудопроявлений Пайты и Лабогейского 1, а самыми железистыми – Хойлинского и Аркашорского рудопроявлений (рис. 2.44).

Выводы

Распределение содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах имеет двухмодальный характер, отражающий наличие в пределах Войкаро-Сыньинского массива двух типов хромовых руд – хромистого и глиноземистого. Граница между ними лежит в диапазоне 48–50% Cr_2O_3 и 18–20% Al_2O_3 .

От гарцбургитового к дунит-гарцбургитовому и дунит-верлит-клинопироксенитовому СВК в хромшпинелидах последовательно увеличивается содержание Cr_2O_3 (моды

40–42 %, 54–56 и 58–60 % соответственно) и уменьшается содержание Al_2O_3 (моды 26–28 %, 10–12 и 8–10 % соответственно). Наиболее магниальными с главной модой MgO 14–16 % являются глиноземистые шпинели рудопроявлений гарцбургитового СВК. Шпинели дунит-верлит-клинопироксенитового СВК слагают две примерно близкие по частоте встречаемости моды с содержаниями 8–10 и 12–14 %, последняя характерна и для шпинелей дунит-гарцбургитового СВК. Содержание TiO_2 в шпинелях всех СВК очень низкое – 0,1–0,4 %. Минимальный показатель $\#Fe^{3+}/Fe_{общ.}$ характерен для хромшпинелидов дунит-верлит-клинопироксенитового СВК с модой 0,1–0,2, максимальный – для хромшпинелидов дунит-гарцбургитового СВК с модой 0,2–0,3, мода хромшпинелидов гарцбургитового СВК занимает промежуточное положение.

Широкий разброс содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 в шпинелях рудопроявлений гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК обусловлен, в первую очередь, рядом особенностей вмещающих пород, таких как степень деплетирования (истощения) гарцбургитов, дунитовая составляющая, размер и морфология дунитовых тел, непосредственно вмещающих оруденение. Хромшпинелиды рудопроявлений дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, локализованных в крупных телах краевых дунитов (вдали от гарцбургитов), характеризуются незначительными вариациями содержания этих компонентов, особенно Al_2O_3 .

Состав хромшпинелидов рудопроявлений дунит-верлит-клинопироксенитового СВК частично совпадает с таковым дунит-гарцбургитового СВК, отличаясь от последнего характером связей между компонентами и их значимостью. Показатель $\#Fe$ с диапазоном от 0,25 до 0,65 полностью соответствует аналогичному показателю шпинелей дунит-гарцбургитового СВК. Поэтому декларируемая повышенная железистость хромшпинелидов дунит-верлит-клинопироксенитового СВК («хромистые повышенной железистости») требует дополнительного подтверждения на новом аналитическом материале.

Общей для первичных рудообразующих хромшпинелидов всех структурно-вещественных комплексов является значимая отрицательная связь между Cr_2O_3 и Al_2O_3 для шпинелей гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК с $K_{корр.}$ -0,92 и -0,88 соответственно, и более слабая, с $K_{корр.}$ -0,54 – для шпинелей дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. Положительная связь между Al_2O_3 и MgO с близкими $K_{корр.}$ (0,54 и 0,52) устанавливается для хромшпинелидов рудопроявлений и гарцбургитового, и дунит-гарцбургитового СВК, в то время как для шпинелей дунит-верлит-клинопироксенитового СВК она отсутствует. Связь между содержаниями Fe_2O_3 и Cr_2O_3 для хромшпинелидов гарцбургитового СВК не проявлена. Для шпинелей дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК она имеет отрицательный знак с $K_{корр.}$ -0,39 и -0,74 соответственно.

Массив Рай-Из

Геологическое строение

Массив Рай-Из расположен в Шурышкарском районе Ямало-Ненецкого АО и вместе с массивами Сыум-Кей и Войкаро-Сыньинским образует северное окончание Главного гипербазитового пояса Урала. На севере по зоне Главного Уральского разлома массив надвинут на среднепалеозойские вулканогенно-осадочные породы, а в северо-восточной и восточной частях – на нижнепротерозойские метаморфические комплексы Харбейского блока. Массив субширотного простирания серповидной формы. Площадь составляет около 380 км² при максимальной ширине 16 км и длине – 28 км. Контакты – тектонические, северный падает на юг под углом 35–40°, южный – 70–90°. Вдоль северного контакта развита зона серпентинитового меланжа (рис. 2.45).

В пределах массива выделяются три структурно-вещественных комплекса (СВК) – гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый [34].

Гарцбургитовый СВК, развитый в северо-западной и юго-восточной частях массива, сложен грубополосчатыми неистощенными гарцбургитами и небольшим количеством маломощных сетчато-жильных тел дунитов и пироксенитов (энстатитов и диопсидитов). Гарцбургиты характеризуются высоким содержанием нормативного пироксена (20–35%), повышенным количеством глинозема и хрома в энстатите, глиноземистым составом хромшпинелидов. Дуниты по ряду особенностей (железистость оливина, глиноземистый состав хромшпинелида) наследуют состав неистощенных гарцбургитов. Глиноземистый состав имеет и рудообразующий хромшпинелид.

Дунит-гарцбургитовый СВК является самым распространенным на массиве, слагающая более 85% его площади. Выделены два подкомплекса – гарцбургиты с шлирово-полосчатыми телами дунитов и крупные дунитовые тела [34]. Гарцбургиты характеризуются полосчатой текстурой и низким содержанием ромбического пироксена (10–20% во внутренних частях и 15–25% во внешних частях разреза комплекса). Полосчатость обусловлена чередованием полос, обедненных и обогащенных энстатитом. Количество дунитовых обособлений изменяется от первых процентов до 30–50%, редко более 50%. Размеры вытянутых дунитовых тел сильно варьируют – от первых сантиметров до нескольких метров по мощности и от долей метров до десятка метров по простиранию. Отмечаются крупные тела дунитов размером до сотен метров. Удлинение дунитовых тел совпадает с простиранием полосчатости гарцбургитов. Переход между гарцбургитами и дунитами – постепенный, выраженный в плавном уменьшении содержания энстатита по направлению к последним. Крупные дунитовые тела расположены в южной части массива (Центральное с одноименным месторождением хромовых руд) и в юго-западной части (Южное с месторождениями Западное и 214). По периферии Центрального дунитового тела расположены проявления Полойшорское 1, Центральное 2, Рыбий хвост.

Площадь Центрального тела – 2х4 км, Южного – 1,7х4 км. На границе с крупными дунитовыми телами дунитовая составляющая в гарцбургитах достигает 30–50%, постепенно снижаясь до 10% по мере удаления от них.

В крупных дунитовых телах встречаются реликтовые участки истощенных гарцбургитов с содержанием энстатита до 10–15%. К типоморфным особенностям гипербазитов дунит-гарцбургитового СВК относятся крайняя обедненность пироксенов глиноземом, натрием и хромом и высокая хромистость акцессорного и рудообразующего хромшпинелида.

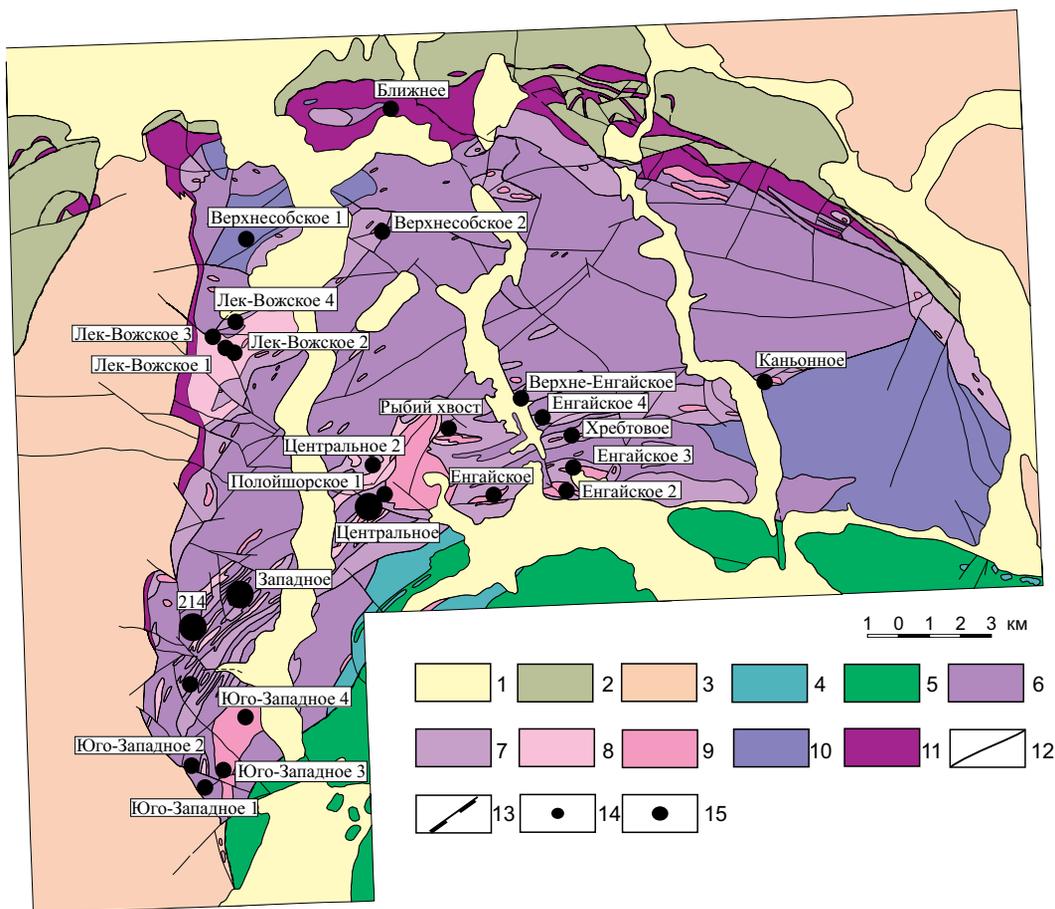


Рис. 2.45. Схематическая геологическая карта массива Рай-Из [20]:

- 1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы нерасчлененные; 3 – протерозойские метаморфические комплексы нерасчлененные; 4–11 – Войкаро-Райизский офиолитовый комплекс: 4–5 – дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК: 4 – дуниты, верлиты, клинопироксениты нерасчлененные; 5 – габбро, метагаббро; 6–9 – дунит-гарцбургитовый СВК: 6 – истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей <10%; 7 – истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30%; 8 – истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей >30%; 9 – дуниты с хромистым хромшпинелидом; 10–11 – гарцбургитовый СВК: 10 – неистощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей <10%; 11 – неистощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30%; 12 – разрывные нарушения; 13 – надвиги; 14 – рудопроявления хромовых руд; 15 – месторождения хромовых руд

Дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК развит вдоль южного контакта массива на площади 7 км на 1,5–2 км и представлен линзовидно-полосчатыми телами дунитов, верлитов, клинопироксенитов, вебстеритов, сменяющихся габброидами г. Черной.

В породах массива широко проявлены 2 стадии метаморфизма – ранняя и поздняя. Ранний регрессивный метаморфизм проявлен во всем объеме гипербазитов и привел к образованию диопсидовых и тремолитовых гарцбургитов (в мантийных условиях) и массовой петельчатой серпентинизации (в условиях океанической коры).

Метаморфизм поздней стадии отражает длительную историю выдвигания массива на дневную поверхность и делится на четыре этапа, по характеру проявления являясь прогрессивно-регрессивным – от амфиболитовой фации на раннем этапе до зеленосланцевой фации на позднем. Первый этап проявлен на границе двух крупнейших тектонических блоков массива – северного и южного. Осевую часть метаморфической зоны слагают энстатит-форстеритовые породы, мелкозернистые оливиниты, сагвандиты, бронзититы. Для краевых частей зоны характерна незавершенность метаморфических процессов.

Второй этап метаморфизма проявился в южной половине массива в виде субширотной полосы, в пределах которой расположены хромитовые месторождения Центральное, Западное и 214. Метаморфиты осевой зоны представлены тремолит-оливиновыми, тремолит-талк-оливиновыми рассланцованными апогарцбургитовыми породами и гигантозернистыми дунитами. Метаморфиты краевых частей зоны занимают большую площадь и представлены оталькованными гарцбургитами. С метаморфизмом третьего этапа связано образование массивных и рассланцованных войкаритов в северной части массива, а четвертого – формирование брусит-антигоритовых серпентинитов в виде широкой полосы (до 2 км) вдоль северного контакта массива и локальных участков мощностью до 200–300 м вблизи западного контакта.

Хромитоносность

Подавляющее количество рудных объектов локализовано в дунит-гарцбургитовом СВК, преобладающем на массиве. В его пределах выявлены три месторождения (Центральное, Западное, 214) и более 250 рудопроявлений и пунктов минерализации. Оруденение гарцбургитового СВК представлено единичными проявлениями в северной части массива.

Месторождение Центральное приурочено к крупному дунитовому телу и обрамляющим его породам дунит-гарцбургитового комплекса с переменной дунитовой составляющей. В пределах месторождения выделяют южный и северный участки, различающиеся по геологическому строению и характеру оруденения. Северный участок месторождения расположен в изометричном в плане крутопадающем, дунитовом теле площадью 0,35 км² и в мелких крутопадающих телах полосовидных дунитов к юго-западу от него. Здесь выявлены 39 рудных тел протяженностью от 9 до 313 м и средней мощностью 4,8 м. Простираение северо-восточное 20–70°, падение северо-западное крутое. Форма тел линзовидная, уплощенно-линзовидная, пластообразная, неправильная. В восточной части участка преобладают средне-густовкрапленные хромовые руды с модальным содержанием Cr₂O₃ 40–45%, в подчиненном количестве присутствуют редко- и убоговкрапленные руды. В западной части доминируют бедные руды, при этом хромитовые тела сопровождаются широким ореолом повышенной вкрапленности хромшпинелида. Южный участок месторождения расположен в дунитах дунит-гарцбургитового СВК и включает 27 рудных тел. Длина рудных тел в среднем составляет 86 м, мощность 4,1 м, простираение северо-восточное 30–80°, падение северо-западное под углом 70–85°. Форма рудных тел уплощенно-линзовидная, сложная неправильная, реже пластообразная. Преобладают средне-густовкрапленные и сплошные хромовые руды с содержанием Cr₂O₃ более 35–40%. В незначительном количестве встречаются убого- и редковкрапленные руды.

Текстуры руд – для густовкрапленных и сплошных руд характерны массивные, пятнистые, нодулярные; полосчатые, шлирово-полосчатые, пятнистые – для убоговкрапленных и редковкрапленных руд. Структуры руд изменяются от тонко-мелкозернистой до крупно-грубозернистой. Рудный цемент представлен оливином, серпентинитом, кеммереритом.

Месторождение Западное расположено в юго-западной части массива Рай-Из. Вмещающими породами являются линзообразные крутопадающие тела дунитов, протяженностью 150–300 метров и мощностью от первых до десятков метров, среди амфиболизированных и оталькованных гарцбургитов с дунитовой составляющей 10–30%. Простираение рудных тел северо-восточное, падение субвертикальное. Длина – от 25 до 440 м, мощность – от 0,7 до 4,5 м. Рудные тела жило-, линзо-, пластообразной формы

с раздувами и пережимами. Контакты резкие. Текстура массивная, вкрапленная, реже полосчатая. Структура средне-крупнозернистая, реже мелкозернистая. Минеральный состав руд: хромшпинель 15–95%; нерудные цементы – оливин, серпентин, кеммерерит, брусит, тальк. Содержание Cr_2O_3 в руде 30–48%.

Месторождение 214 расположено в 1,5 км к юго-западу от месторождения Западное в породах дунит-гарцбургитового комплекса с содержанием дунитовой составляющей от 10 до 70%. Выявлены шесть рудных тел жилообразной формы с раздувами, пережимами и апофизами. Длина от 30–50 до 450 м, мощность от 0,6 до 4,7 м. Расстояние между телами 0,6–6,0 м. Простираие 30–40°, падение 70–85° на юго-восток. Текстура руд средне-густовкрапленная и сплошная, структура от мелко- до крупнозернистой. Среднее содержание Cr_2O_3 в руде 48%.

Рудопроявление Юго-Западное 2 расположено в 200 м от юго-западного контакта массива. Хромовое оруденение представлено 22 рудными телами, залегающими как в дунитах, так и в породах нерасчлененного дунит-гарцбургитового комплекса с содержанием дунитов более 30%. Простираие северо-восточное, падение северо-западное под углом 40–60°. Мощность от 0,2 м до 16,6 м. Длина колеблется от 5–10 м до 160 м. Наиболее распространенным является убого-редковкрапленный тип хромовых руд с содержанием Cr_2O_3 10–24%. Текстура вкрапленная и линейно-полосчатая, структура мелко-среднезернистая.

Рудопроявление Юго-Западное 3 расположено в юго-западной части массива и приурочено к южному замыканию крупного дунитового тела шириной до 500 м. По пространственному расположению и морфологии рудных тел рудопроявление подразделяется на северную и южную части. В северной части выявлены два крупных пластообразных тела от убого- до густовкрапленных руд мощностью от 0,2 до 4,1 м и протяженностью 230–300 м, сопровождающихся девятью мелкими уплощенно-линзовидными телами с преимущественно убоговкрапленным оруденением мощностью 0,3–1,8 м, протяженностью 30–90 м. Простираие рудных тел северо-западное до субмеридионального, падение от пологого северо-восточного до субвертикального в северной части тел. Содержание Cr_2O_3 в руде варьирует от 8 до 36%, среднее 22%. В южной части выявлены тридцать мелких уплощенно-линзовидных тел северо-западного до субмеридионального простираия и северо-восточного падения под углом 40–75°. Мощность – от долей метра до 2,7 м, длина 20–80 м. Расстояния между рудными телами – 1–2 до 50 м. Для внутреннего строения рудных тел характерно чередование разноориентированных прожилков и шлиров различных по густоте вкрапленности руд с дунитами мощностью 1–10 см.

Рудопроявление Юго-Западное 4 расположено в северной части крупного дунитового тела, где выявлены двадцать семь рудных тел, за редким исключением залегающих в крупно-гигантозернистых дунитах. Наиболее крупные тела протяженностью до 100 м при мощности от 3,5 до 9,0 м. Простираие субмеридиональное, падение западное субвертикальное. Расстояние между рудными телами – от 1 до 156 м. Содержание Cr_2O_3 в рудах варьирует от 6% до 47%.

Рудопроявление Енгайское расположено юго-восточнее Центрального дунитового тела и залегает в интенсивно дислоцированном дунитовом теле длиной 1200–1600 м и шириной от 40 до 60 м. Вмещающие дуниты крупнозернистые до пегматоидных, слабо серпентинизованные. Рудопроявление включает более 30 субпараллельных рудных тел жило-линзообразной, реже неправильной и уплощенно-линзовидной формы. Протяженность колеблется от 5 до 68 м, мощность непостоянна и колеблется от 0,4 до 7,0 м. Простираие северо-восточное до субмеридионального, падение большинства

рудных тел субвертикальное. Контакты с вмещающими породами постепенные через зону повышенной вкрапленности в дунитах, реже резкие. Часть тел ограничена по простиранию тектоническими нарушениями юго-восточного направления. Преобладают убого-редковкрапленные полосчатые и шлирово-полосчатые руды с прослоями дунитов. Содержание Cr_2O_3 в рудах 6–36 %, в среднем 11 %.

Рудопроявление Енгайское 2 представлено единственной рудной залежью уплощенно-линзовидной формы, локализованной в крупном дунитовом теле среди пород дунит-гарцбургитового комплекса с дунитовой составляющей 10–30 %. Длина рудного тела составляет 55 м, мощность 1,2 м. Простирание северо-восточное субширотное, падение крутое. Контакты преимущественно постепенные через зону повышенной вкрапленности хромшпинелида. Руды убоговкрапленные, струйчатые, шлировые до шлирово-вкрапленных со средним содержанием Cr_2O_3 6 %.

Рудопроявление Енгайское 3 включает 6 рудных тел, расположенных на расстоянии от 100 до 600 м друг от друга. Часть из них локализована в крупном дунитовом теле, а другая (рудное тело 3) – в интенсивно метаморфизованных и дислоцированных породах дунит-гарцбургитового СВК, превращенных в тальк-оливиновые породы. Рудное тело 3, вытянутое в длину на 50 м при мощности от 1,7 до 6,3 м, имеет северо-восточное простирание и юго-восточное падение под углом 51° . Разбито на две части крупным тектоническим нарушением субширотного направления мощностью около 8–14 м, выполненным серпентин-талькитовой брекчией. Руды средневкрапленные до густовкрапленных, в краевых частях – редковкрапленные. Содержание Cr_2O_3 в руде колеблется от 8 до 48 %. Рудные тела в дунитах по протяженности не превышают 80 м при мощности от 0,8 до 3,3 м. Руды убого-редковкрапленные, полосчатые и нодулярные.

Рудопроявление Енгайское 4 залегает в дунитовом теле среди пород дунит-гарцбургитового СВК с дунитовой составляющей 10–20 %. Оруденение представлено одним крупным телом протяженностью 130 м, мощностью от 0,4 до 2,7 м и двумя мелкими телами протяженностью каждое около 10 м, мощностью 0,8–1,2 м. Простирание рудных тел северо-восточное, падение юго-восточное под углом $62-73^\circ$. Руды убого-редко-средневкрапленные, реже сплошные и шлирово-вкрапленные. Содержание Cr_2O_3 в рудах меняется от 6 до 40 %, среднее 18 %.

Рудопроявление Хребтовое залегает в рассланцованных породах дунит-гарцбургитового СВК с дунитовой составляющей около 30 %. Оруденение представлено мелкими маломощными телами средне-густовкрапленных хромитов протяженностью до 10 м и мощностью 0,3–1,0 м. Форма линзовидная. Простирание северо-восточное, падение крутое юго-восточное, контакты тектонические. Содержание Cr_2O_3 в рудах – от 21 % до 40 %.

Рудопроявление Каньонное, расположенное в восточной части массива, представлено зоной струйчато-полосчатых убого-редко-средневкрапленных руд в крупном теле дунитов. Мощность зоны 1–3 м, протяженность более 50 м, падение юго-западное. Содержание Cr_2O_3 в руде 22 %.

Проявления Верхнесорбские 1, 2, Ближнее, Леквожские расположены в северо-западной части массива.

Рудопроявление Верхнесобское 1 представлено серией развалов густовкрапленных и сплошных хромитов среди гарцбургитов гарцбургитового СВК.

Рудопроявление Верхнесобское 2 включает два рудных тела в зоне протяженностью около 500 м. Первое, мощностью до 1,5 м и протяженностью более 40 м, залегает в дунитах среди войкаритовых сланцев. Сложено убоговкрапленными рудами

с прожилками густовкрапленных с содержанием Cr_2O_3 15–21 %. Второе рудное тело залегает в дунитах среди апогарцбургитовых войкаритов и имеет те же параметры и характер оруденения, что и первое рудное тело.

Рудопроявление Ближнее представлено субширотным линзовидным телом сплошной руды в серпентинитовых сланцах. Прослежено на 60 м при мощности 2–2,5 м. Содержание Cr_2O_3 в руде 48 %.

Рудопроявление Леквожское 1 залегает в крупном теле гигантозернистых дунитов и включает два рудных тела, удаленных друг от друга на 100 м. Первое, протяженностью 40 м и мощностью 3,5 м, сложено убоговкрапленной рудой со средним содержанием Cr_2O_3 7 %. Второе, протяженностью 10 м и мощностью 1 м, сложено средневкрапленной рудой с содержанием Cr_2O_3 29 %.

Рудопроявление Леквожское 2 включает два рудных тела, залегающих в дунитовых телах среди войкаритовых сланцев. Первое, сложенное редковкрапленной рудой с содержанием Cr_2O_3 24 %, имеет протяженность 30 м и мощность 0,5 м. Второе, протяженностью 40 м и мощностью 2,5 м, сложено убоговкрапленной рудой с содержанием Cr_2O_3 около 10 %.

Рудопроявление Леквожское 3 представлено линзовидной залежью убоговкрапленных хромитов в крупнозернистых дунитах протяженностью 60 м и мощностью 5 м северо-восточного простирания. Среднее содержание Cr_2O_3 в руде 6 %.

Рудопроявление Леквожское 4 залегает в крупном дунитовом теле и сложено убого-редковкрапленной рудой с содержанием Cr_2O_3 около 19 %. Протяженность рудного тела около 100 м, мощность от 2,3 до 14,1 м. Контакты резкие. Текстура полосчатая, прожилковидная, пятнистая.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 1356 микрозондовыми и химическими анализами основных рудных объектов массива [7, 16, 28, 30, 33, 47]. Количество анализов по отдельным рудным объектам значительно различается. Самым представительным является месторождение Центральное – 337 анализов, далее по убыванию: рудопроявление Енгайское – 326, месторождение Западное – 92, рудопроявления Енгайское 3–89, Верхне-Собское 1–68, Леквожские – 58, Юго-Западное 4 – 56, Юго-Западное рудное поле – 47, Енгайское 4–45, Левая Макар-Рузь – 34, Енгайское рудное поле – 28, Верхнесобское 2–26, Рыбий хвост – 26, Ближнее – 23, Юго-Западное 3–18, Хребтовое – 15, Юго-Западное 2–14, Каньонное – 13, Юго-Западное 1–9, Центральное 2–8, месторождение 214 – 7, Полойшорское 1–7, Енгайское 2–6, Верхнеенгайское – 4. Частотные гистограммы преимущественно отражают состав рудообразующих хромшпинелидов месторождений Центральное, Западное и рудопроявлений Енгайской площади.

Для подавляющей части объектов состав рудного хромшпинелида определялся с помощью рентгено-спектрального микроанализатора (микрозонд). Состав хромшпинелида месторождений Западное, 214, Центральное (частично) и Юго-Западных рудопроявлений (частично) определялся химическим методом. Сравнение результатов микрозондового и химического анализов показало хорошую сходимость (рис. 1.1).

Рудообразующие хромшпинелиды массива представлены преимущественно хромистыми магнезиальными разностями. Содержание основных компонентов характеризуется одномодальным распределением (рис. 2.46).

Содержание Cr_2O_3 варьирует от 42 до 66 %, максимальная плотность распределения (около 75 % от выборки) на частотной гистограмме с шагом 5 % соответствует 50–60 %,

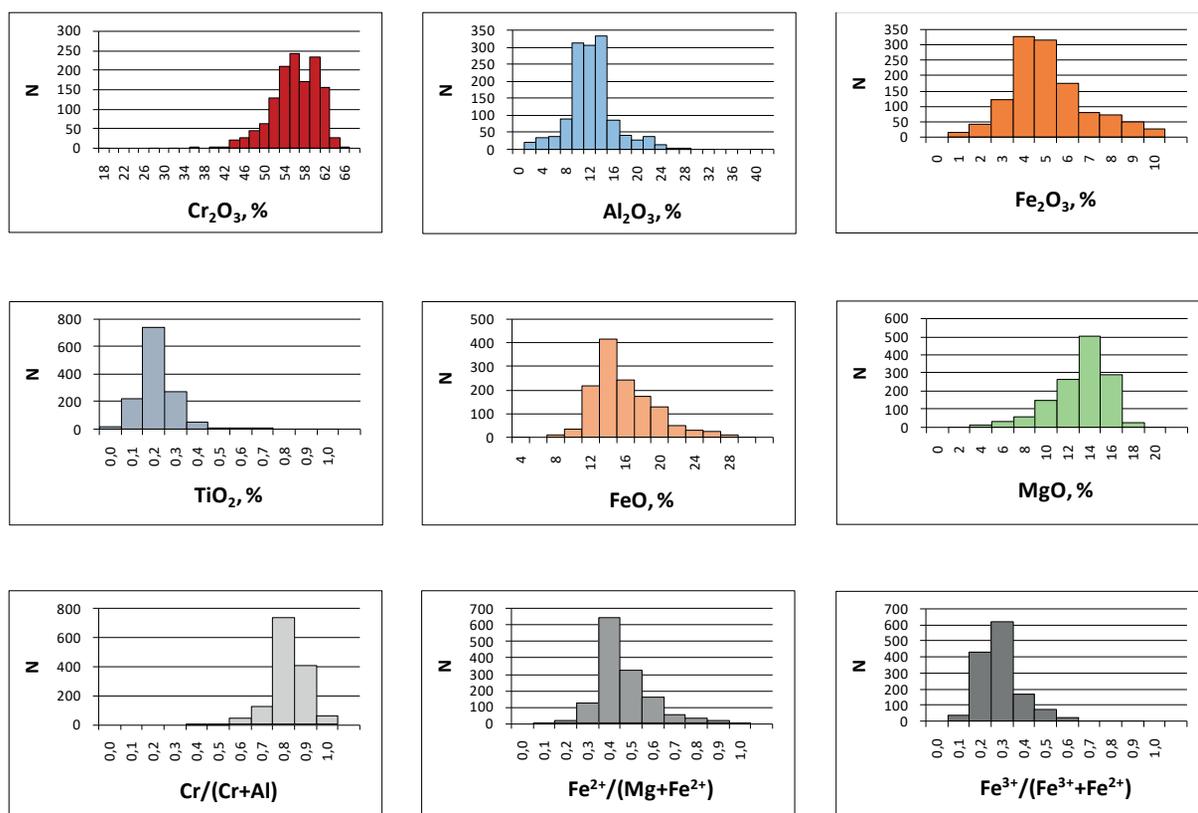


Рис. 2.46. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида массива Рай-Из

с шагом 2 % этот диапазон распадается на две примерно равных по значимости моды 52–56 и 58–60%. Первая, как будет показано ниже на бинарных графиках, соответствует хромшпинелидам Енгайского рудного поля и рудопроявлений северной части массива, а вторая – хромшпинелидам Центрального и Западного месторождений.

Максимальная плотность распределения Al_2O_3 лежит в диапазоне 8–14 %, составляя 54 % от всей выборки. Содержание ниже 6 % характерно для метаморфизованных хлоритизированных хромшпинелидов, а выше 20 % – для хромшпинелидов рудопроявлений гарцбургитового СВК северной части массива и Енгайского рудного поля.

Наиболее часто встречающиеся содержания Fe_2O_3 , составляющие почти 50 % от всех анализов, сконцентрированы в диапазоне 3–5 %, содержания выше 6 % характерны для метаморфизованных железистых составов. Для FeO и MgO характерно одномодальное распределение с равными модами в 12–14 %. Мода TiO_2 составляет 0,1%, значения выше 0,3 % относятся к железистым разностям вплоть до хроммагнетита и магнетита.

Доминирующий показатель $\#Cr$, составляющий почти 85 % от всей выборки, лежит в диапазоне 0,7–0,9, мода 0,7–0,8. Мода показателя $\#Fe$ 0,3–0,4, а показателя $\#Fe^{3+}/Fe_{общ.}$ – 0,2–0,3.

Граничные содержания $Al_2O_3 < 6\%$ и $Fe_2O_3 > 14\%$ позволили разделить хромшпинелиды на первичные и метаморфизованные. К первичным отнесены хромшпинелиды с содержанием $Al_2O_3 > 6\%$ и $Fe_2O_3 < 14\%$. Первый компонент активно выносится из шпинели и фиксируется в составе хлорита при «хлоритизации» руд, второй замещает как Cr_2O_3 , так и Al_2O_3 при изменившихся окислительно-восстановительных условиях.

Диапазоны содержания и модальные значения главных компонентов первичных хромшпинелидов месторождений Центральное и Западное полностью совпадают, что указывает на их принадлежность к одному рудному полю. Хромшпинелиды относятся к хромистым и высокохромистым магнезиальным разностям с диапазоном содержания и модой (в скобках): TiO_2 0–0,2 % (0,15 %), Al_2O_3 8–12 % (9 %), Cr_2O_3 57–62 % (59 %), FeO 10–14 % (13 %) и MgO 12–16 % (13 %). Одинаковым для них является характер связей между компонентами – положительный для Al_2O_3 - MgO и показателей #Cr-#Fe, отрицательный для Cr_2O_3 - Al_2O_3 . Отличаются они по наличию хромшпинелида с низким содержанием Fe_2O_3 (<3 %) Центрального месторождения, которые образуют не «классический» обратный, а прямой тренд между Cr_2O_3 - Fe_2O_3 (рис. 2.47, 2.48).

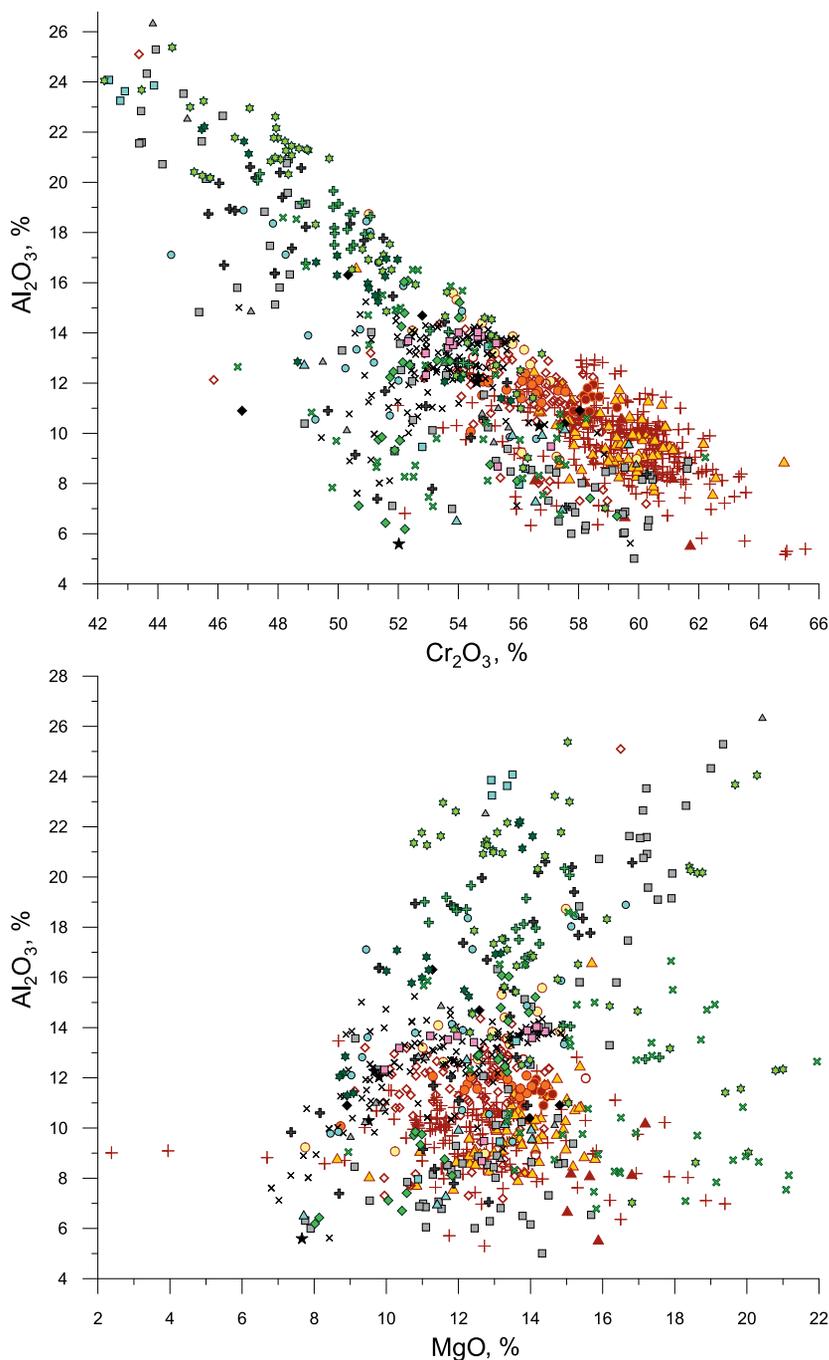
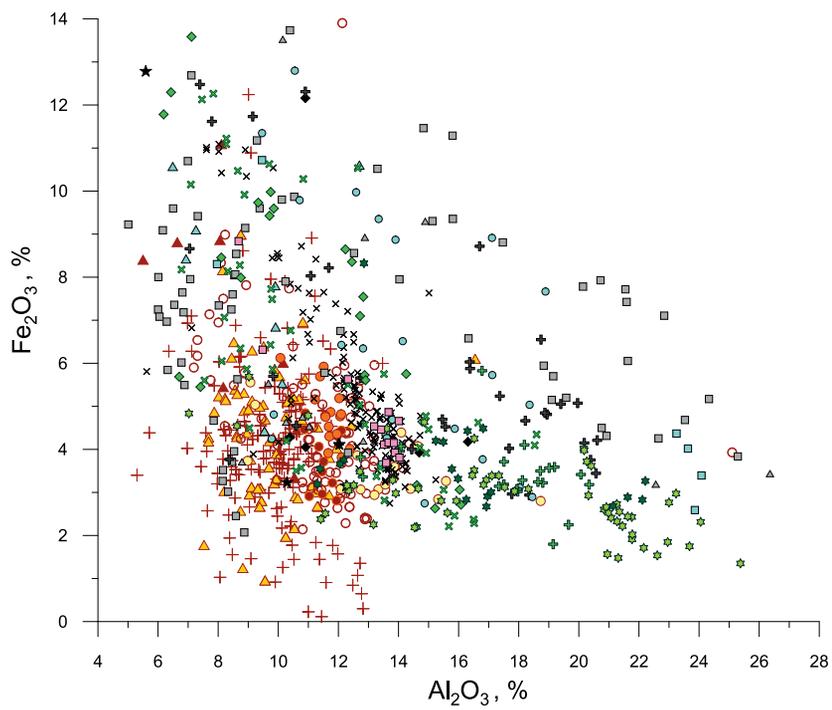
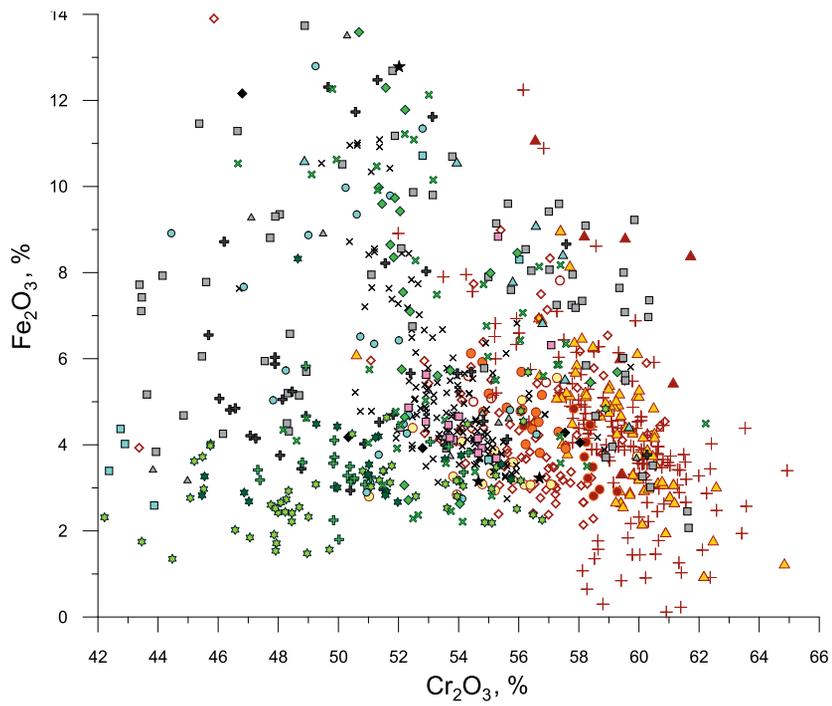


Рис. 2.47. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов первичного хромшпинелида массива Рай-Из



Месторождения и рудопроявления

- | | | | | | |
|---|----------------|---|------------------|---|------------------|
| + | Центральное | × | Енгайское | ■ | Полойшорское |
| ▲ | Западное | ◆ | Енгайское 2 | ◇ | Левая Макар-Рузь |
| ▲ | 214 | ■ | Енгайское 3 | + | Ближнее |
| ◇ | ЮЗ рудное поле | + | Енгайское 4 | ☆ | Верхнесобское 1 |
| ● | Юго-Западное 1 | ★ | Верхне-Енгайское | ☆ | Верхнесобское 2 |
| ● | Юго-Западное 2 | ▲ | Хребтовое | × | Лек-Вож |
| ● | Юго-Западное 3 | ● | Рыбий хвост | ■ | Каньонное |
| ○ | Юго-Западное 4 | ▲ | Центральное 2 | | |

Рис. 2.47. Продолжение рисунка

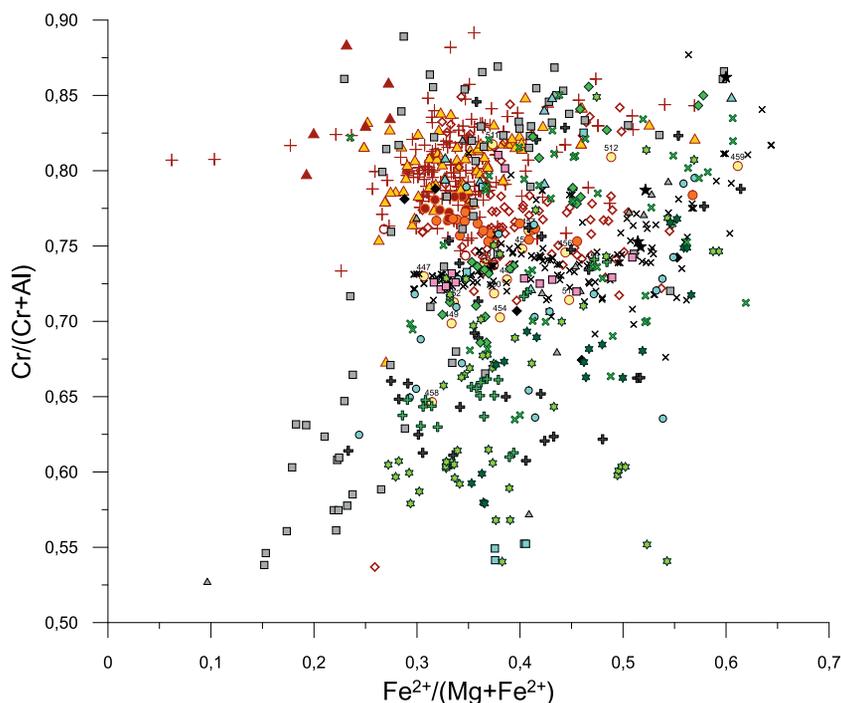


Рис. 2.47. Продолжение рисунка

Для хромшпинелидов месторождения 214 (7 анализов) характерны следующие вариации содержания основных компонентов – Al_2O_3 6–10 %, Cr_2O_3 56,5–62 %, Fe_2O_3 3–11 %, FeO 7–13 % и MgO 11–17 %.

Хромшпинелиды Юго-Западного рудного поля слагают широкое поле с содержанием в них Al_2O_3 от 7 до 14 %, Cr_2O_3 от 53 до 61 %, Fe_2O_3 от 2 до 8 %, FeO от 11 до 18 % и MgO от 9 до 14 %, включая хромшпинелиды Юго-Западных рудопроявлений. Самыми хромистыми из них являются шпинели рудопроявления Юго-Западное 1 с содержанием Cr_2O_3 58–59 % и Al_2O_3 11–12 %. При равных содержаниях Al_2O_3 шпинели Юго-Западного 3 содержат меньше Cr_2O_3 (54–57 %) за счет увеличения окисного и закисного железа. Наиболее глиноземистыми являются шпинели Юго-Западного 2 с содержанием Al_2O_3 от 12 до 16 % и Cr_2O_3 от 52 до 57 %. В целом для шпинелей Юго-Западного рудного поля характерны обратные связи между Cr_2O_3 , с одной стороны, и Al_2O_3 и Fe_2O_3 , с другой (рис. 2.47). Положительная связь между Al_2O_3 и MgO установлена для хромшпинелидов рудопроявления Юго-Западного 2, залегающего как среди дунитов, так и среди пород нерасчлененного дунит-гарцбургитового комплекса с дунитовой составляющей более 30 %.

Хромшпинелиды Енгайского рудопроявления делятся на две группы. Для первой максимальная плотность распределения Al_2O_3 и Cr_2O_3 лежит в диапазоне 12–14 и 52–56 % соответственно, при этом содержание Fe_2O_3 меняется от 3,5 до 5,5 %, FeO от 11 до 18 % и MgO от 10 до 15 %. Характерно отсутствие «традиционных» связей между компонентами – отрицательных между Cr_2O_3 - Al_2O_3 , положительных между Al_2O_3 -MgO и наличие отрицательных связей между Cr_2O_3 - Fe_2O_3 и Al_2O_3 - Fe_2O_3 . В другую группу входят более железистые хромшпинелиды с содержанием Cr_2O_3 50–52 %, Al_2O_3 8–12 %, Fe_2O_3 6–11 %, FeO 18–22 % и MgO 6,5–10 %. Им свойственны значимые положительные связи между Al_2O_3 -MgO и отрицательные связи между Cr_2O_3 - Fe_2O_3 и Al_2O_3 - Fe_2O_3 .

Хромшпинелиды месторождения Енгайское 3 отличаются широкими вариациями состава по сравнению с другими рудопроявлениями Енгайского рудного поля. Условно их можно разделить на три группы по содержанию Al_2O_3 и Cr_2O_3 – высокохромистую,

среднехромистую и низкохромистую (глиноземистую). Диапазон содержания Al_2O_3 в хромшпинелидах первой группы составляет 6–9%, второй группы – 7–14%, третьей группы – 15–25%; Cr_2O_3 – 56–62%, 50–56% и 43–49% соответственно. В хромшпинелидах рудопроявления устанавливаются значимые положительные связи между Al_2O_3 -MgO и отрицательные связи между Cr_2O_3 - Al_2O_3 . Однако, для высокохромистых шпинелей, если их рассматривать отдельно от остальных, такие связи не выявлены, а проявлена отрицательная связь между Cr_2O_3 - Fe_2O_3 , несвойственная шпинелям двух других групп. Разнообразие состава хромшпинелидов рудопроявления, вероятно, объясняется глубокой тектонической и метаморфической проработкой руд с образованием серпентин-талькитовой рудной брекчии.

Состав хромшпинелидов рудопроявления Енгайское 4 имеет меньшие вариации содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 – 8–21% и 46–56% соответственно по сравнению с шпинелями Енгайского 3, отсутствуют крайние, самые глиноземистые и самые хромистые значения. Кроме того, они являются более железистыми при примерно одинаковых диапазонах содержания Fe_2O_3 – 2–13%. Для них характерны значимые положительные связи между Al_2O_3 -MgO и отрицательные связи между Cr_2O_3 - Al_2O_3 и Cr_2O_3 - Fe_2O_3 .

Хромшпинелиды рудопроявления Рыбий хвост по диапазону содержания основных компонентов и характеру связей практически идентичны рудообразующим хромшпинелидам Енгайского 4.

Рудопроявления Верхнеенгайское, Полойшорское 1, Хребтовое, Центральное 2 представлены незначительным количеством анализов.

Большая часть хромшпинелидов рудопроявления Полойшорское 1 относится к глиноземистым с содержанием Cr_2O_3 42–44%, Al_2O_3 23–24%, Fe_2O_3 около 4%, FeO и MgO около 13%. Единичные шпинели содержат больше Cr_2O_3 – 53–56% и меньше Al_2O_3 – 8–13,5% с варьирующим содержанием Fe_2O_3 от 4 до 11%.

Хромшпинелиды рудопроявления Хребтовое представлены высокохромистой шпинелью с содержанием Cr_2O_3 60%, Al_2O_3 9%, Fe_2O_3 около 4%, FeO и MgO около 9% и низкохромистой (глиноземистой) шпинелью с содержанием Cr_2O_3 44%, Al_2O_3 26%, Fe_2O_3 3,5%, FeO 4% и MgO 20% (единичные анализы). Между крайними значениями располагаются промежуточные с диапазоном содержаний Cr_2O_3 53–56%, Al_2O_3 10–14%, Fe_2O_3 3,5–5,5%, FeO 15–19% и MgO 9–12%. Для них характерна значимая положительная связь между Al_2O_3 -MgO и отрицательная между Cr_2O_3 - Al_2O_3 .

Хромшпинелиды рудопроявлений Ближнее, Верхнесобское 1 и Верхнесобское 2 представлены как хромистыми, так и низкохромистыми (глиноземистыми) разностями.

Хромшпинелиды рудопроявления Ближнее слагают две области – менее хромистую с содержанием Cr_2O_3 49–51%, Al_2O_3 17–20%, Fe_2O_3 2–4%, FeO 11–14% и MgO 13–15% (преобладают) и более хромистую – Cr_2O_3 53–54%, Al_2O_3 13–14%, Fe_2O_3 3–4%, FeO 15–17,5% и MgO 15–18%. Характерна положительная связь между Al_2O_3 -MgO и отрицательная – между Cr_2O_3 - Al_2O_3 .

Хромшпинелиды рудопроявления Верхнесобское 1 характеризуется широкими вариациями состава. Диапазон содержания Cr_2O_3 составляет 42–57%, Al_2O_3 7–25,5%, Fe_2O_3 1,5–5,5%, FeO 11–22% и MgO 8–16%. Шпинели рудопроявления слагают две области – хромистую и низкохромистую (глиноземистую). Для хромшпинелидов первой области диапазоны содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 равны 51–57% и 9–18% соответственно. Для второй они составляют 42–49% и 20–24%. Соответственно для обеих групп установлена обратная связь между этими компонентами. Для хромистых шпинелей характерна положительная связь между Al_2O_3 -MgO и отрицательная – между Al_2O_3 - Fe_2O_3 , которая отсутствует в низкохромистых шпинелях.

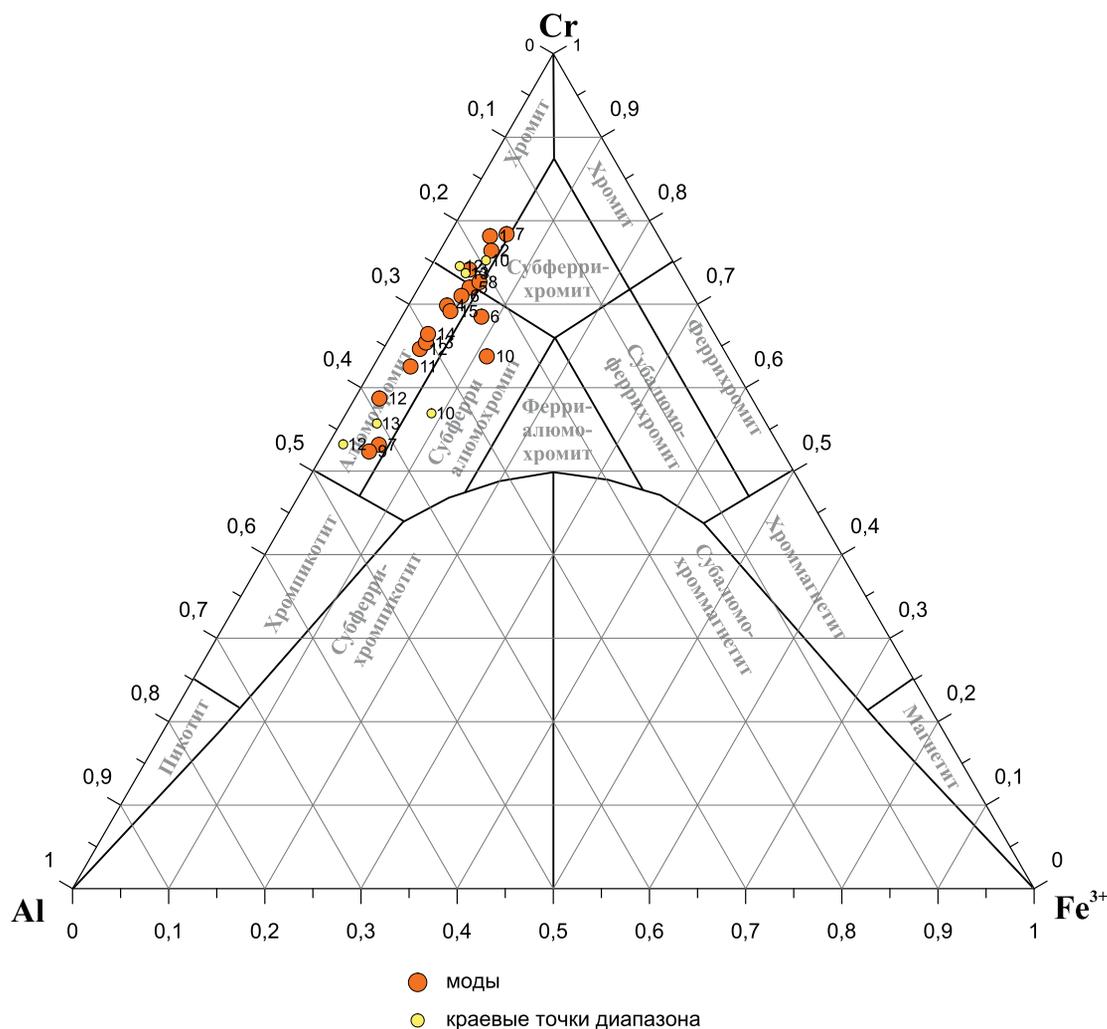


Рис. 2.48. Вариационная диаграмма модальных значений и краевых точек диапазона первичного рудообразующего хромшпинелида месторождений и рудопроявлений массива Рай-Из: Месторождения: 1 – Центральное; 2 – Западное; рудопроявления: 3 – Юго-Западное 1; 4 – Юго-Западное 2; 5 – Юго-Западное 3; 6 – Енгайское; 7 – Енгайское 3; 8 – Хребтовое; 9 – Полойшорское 1; 10 – Рыбий хвост; 11 – Ближнее; 12 – Верхнесобское 1; 13 – Верхнесобское 2; 14 – Леквожские; 15 – Каньонное

Хромшпинелиды рудопроявления Верхнесобское 2 по характеру связей между компонентами аналогичны хромшпинелидам Верхнесобского 1, отличаясь более узкими диапазонами содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 – 46–56 и 11,5–22 % соответственно, и незначительно повышенным показателем #Fe при примерно равных содержаниях Fe_2O_3 от 1,5 до 5 %.

Хромшпинелиды Леквожских рудопроявлений по содержанию Al_2O_3 и Fe_2O_3 делятся на две группы. Менее железистые шпинели первой группы содержат 12–18 % Al_2O_3 , 1,5–5 % Fe_2O_3 , 48–58 % Cr_2O_3 , образуя обратный тренд между Cr_2O_3 - Al_2O_3 . Более железистые шпинели второй группы содержат 7–11 % Al_2O_3 , 5,5–12 % Fe_2O_3 , 49–58 % Cr_2O_3 , при этом отсутствует «традиционная» обратная связь между Cr_2O_3 - Al_2O_3 , но проявлена значимая обратная связь между Cr_2O_3 - Fe_2O_3 .

Наиболее хромистыми являются хромшпинелиды месторождений Центральное и Западное, рудопроявления Енгайское 3, чьи моды занимают самую верхнюю позицию в области хромита (рис. 2.48). Большая часть модальных значений хромшпинелида рудопроявлений Юго-Западное 1, Юго-Западное 2, Юго-Западное 3, Енгайское, Каньонное и Хребтовое сосредоточена в месте сочленения областей хромита, алюмохромита, субферрихромита и субферриалюмохромита. Центральную часть области алюмохро-

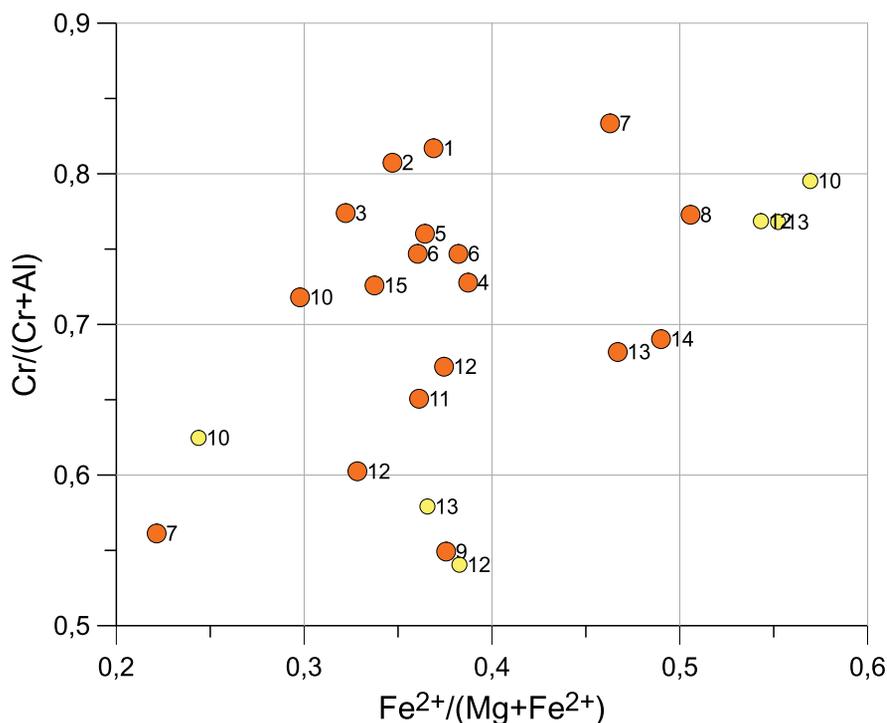


Рис. 2.49. Бинарная диаграмма модальных значений и краевых точек диапазона показателей #Fe и #Cr первичного хромшпинелида месторождений и рудопроявлений массива Рай-Из. Условные обозначения см. на рис. 2.48

мита занимают шпинели рудопроявлений Ближнее, Верхнесобское 1, Верхнесобское 2 и Леквожские из северной части массива. Нижнюю половину области алюмохромита занимают шпинели рудопроявлений Енгайское 3, Верхнесобское 1, Верхнесобское 2 и Полойшорское 1, имеющие в каждой выборке и более хромистый состав.

Модальный показатель #Fe рудообразующих хромшпинелидов большинства рудопроявлений массива лежит в узком диапазоне от 0,3 до 0,4, что позволяет отнести их к магнезиальному типу (рис. 2.49).

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды массива представлены преимущественно хромистыми магнезиальными разностями, характерными для объектов дунит-гарцбургитового СВК, преобладающего на массиве Рай-Из. Хромшпинелиды глиноземистого состава характерны для рудопроявлений северной части массива, сложенной породами гарцбургитового СВК.

Доминирующий показатель #Cr, составляющий почти 85 % от всей выборки, лежит в диапазоне 0,7–0,9, модальное значение соответствует 0,7–0,8. Показатель #Fe образует моду 0,4–0,3, а показатель $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ.}}$ – 0,2–0,3.

Диапазоны содержания и модальные значения основных компонентов первичных хромшпинелидов месторождений Центральное и Западное полностью совпадают, что указывает на их принадлежность к единому рудному полю. Они представлены самыми хромистыми разновидностями с диапазоном содержаний Al_2O_3 8–12 %, Cr_2O_3 57–62 %, FeO 10–14 % и MgO 12–16 %. Аналогичный состав имеет и часть шпинелей рудопроявлений Юго-Западное 1 и Енгайское 3.

Шпинели рудопроявлений Енгайское 3, Хребтовое, Верхнесобские 1 и 2 рудопроявлений характеризуются широкими вариациями состава и наличием как хромистых, так и глиноземистых разностей.

Массив Сыум-Кей

Геологическое строение

Массив расположен в Шурышкарском районе Ямало-Ненецкого АО и является самым северным гипербазитовым массивом Полярного Урала. Он вытянут в меридиональном направлении на 50 км при ширине около 5 км на севере, 7 км в средней части и 12 км в южной. На западе массив по пологому надвигу Главного Уральского разлома контактирует с метаморфическими образованиями верхнего протерозоя, на востоке – с габброидами (рис. 2.50). С севера на юг массив расчленяется на четыре блока – Няропэ, Пусьеркинский, Хадатинский и Харчерузьский. Последний, по мнению отдельных исследователей, представляет собой самостоятельный массив. Каждый из блоков обладает своими особенностями геологического строения и хромитонности.

Западная, северная и восточная части блока Няропэ сложены породами гарцбургитового СВК, центральная – дунит-верлит-клинопироксенитового СВК с крупным телом краевых дунитов протяженностью 5 км и шириной 1–1,5 км, в котором выявлено оруденение высокохромистого типа.

Краевые части Пусьеркинского блока сложены породами гарцбургитового СВК, центральная – чередованием пород гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК с многочисленными мелкими рудопроявлениями с глиноземистыми и высокохромистыми рудами.

Самый крупный Хадатинский блок сложен на западе и востоке гарцбургитами гарцбургитового СВК с небольшими по площади участками лерцолитов. В мелких телах дунитов гарцбургитового СВК локализованы проявления глиноземистых руд. Центральная часть сложена породами дунит-гарцбургитового СВК шириной 1,5–2,0 км с крупными и мелкими линзовидными телами дунитов, к которым приурочены многочисленные проявления бедных руд с высокохромистым хромшпинелидом. В центре южной части блока развиты породы дунит-гарцбургитового СВК с крупными полосовидными телами дунитов, вмещающими проявления высокохромистых и глиноземистых руд. Вдоль восточной границы блока развиты породы дунит-верлит-клинопироксенитового СВК.

Харчерузьский блок, сложенный в основном породами дунит-гарцбургитового СВК с различной дунитовой составляющей, отделен от Хадатинского полосой габброидов. Разломом северо-восточного простирания блок разделен на две части – западную и восточную. Основная площадь западной части сложена гарцбургитами с дунитовой составляющей до 10 %, на юго-западе и в центре дунитовая составляющая увеличивается до 10–30 %, а на севере – больше 30 %. В восточной части преобладают гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30 %. В юго-западной части закартировано крупное тело дунитов (0,5×3,0 км), вмещающее основные проявления, сложенные высоко-, среднехромистой шпинелью.

Хромитонность

Хромовое оруденение связано с различными структурно-вещественными комплексами и отличается по составу рудообразующего хромшпинелида: глиноземистое – с гарцбургитовым СВК и хромистое – с дунит-гарцбургитовым и дунит-верлит-клинопироксенитовым СВК.

В блоке Няропэ серия сближенных разномасштабных рудопроявлений (Няропэ 1, 2, 3) приурочена к крупному дунитовому телу дунит-верлит-клинопироксенитового СВК.

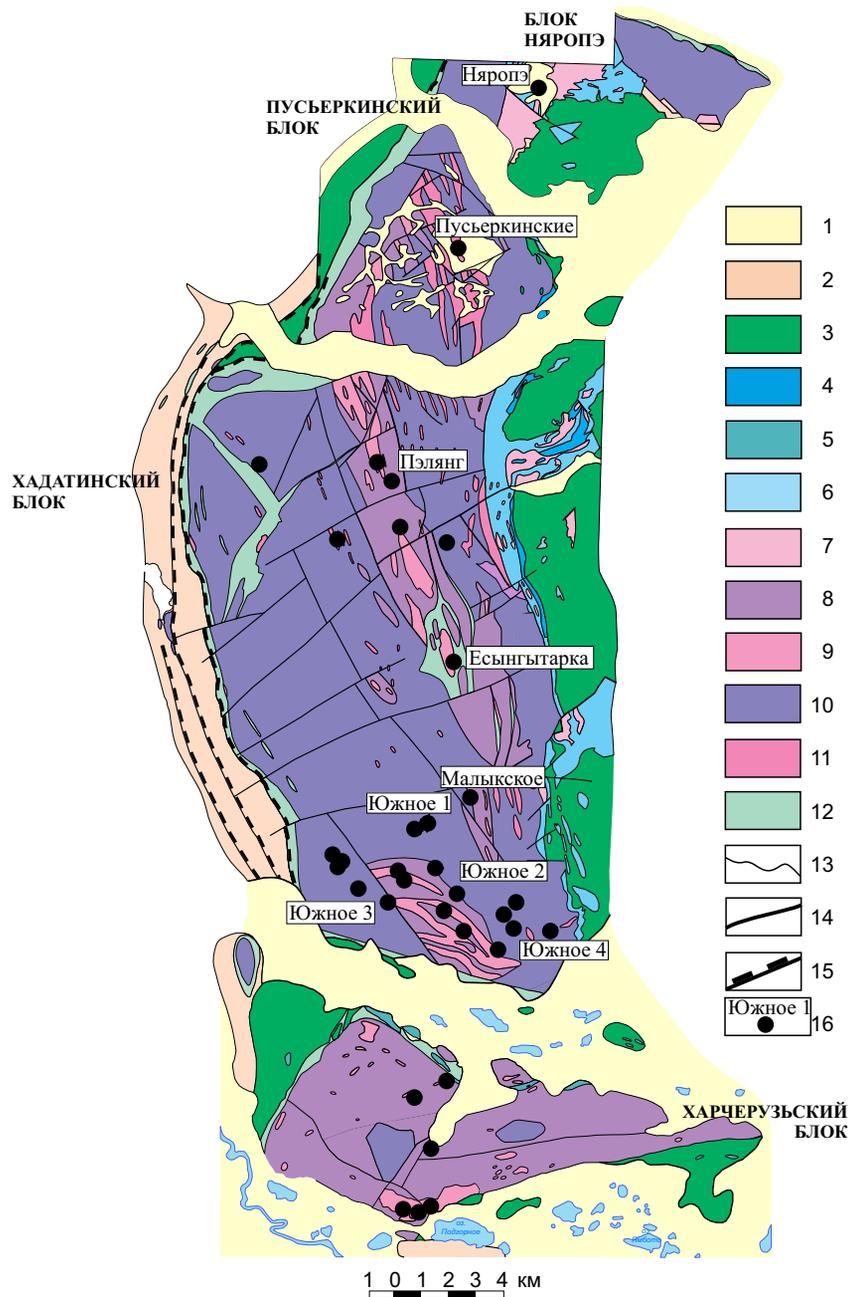


Рис. 2.50. Схематическая геологическая карта массива Сьум-Кей [42]:

- 1 – четвертичные отложения; 2 – протерозойские метаморфические комплексы нерасчлененные;
- 3–12 – Войкаро-Райизский офиолитовый комплекс: 3–7 – дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК:
- 3 – габбро, метагаббро; 4 – клинопироксениты; 5 – дуниты, верлиты, клинопироксениты нерасчлененные;
- 6 – верлиты и дуниты нерасчлененные; 7 – дуниты; 8–9 – дунит-гарцбургитовый СВК: 8 – истощенные гарцбургиты и дуниты нерасчлененные; 9 – дуниты с хромистым хромшпинелидом; 10–11 – гарцбургитовый СВК:
- 10 – неистощенные гарцбургиты и дуниты нерасчлененные; 11 – дуниты с глиноземистым хромшпинелидом;
- 12 – серпентиниты; 13 – геологические границы; 14 – разрывные нарушения; 15 – надвиги;
- 16 – рудопроявления хромовых руд

Мощность рудных тел колеблется от 0,2–0,3 м до 6,2 м, длина не установлена. Морфология тел крайне сложная, линзовидно-уплощенная. Контакты с вмещающими дунитами, как правило, резкие. Содержание Cr_2O_3 в руде – от 6 до 35 %.

В Пусьеркинском блоке самыми крупными рудопроявлениями являются Пусьеркинские 1 и 2, залегающие в крупных дунитовых телах дунит-гарцбургитового СВК. Пусьеркинское 1 представлено серией мелких уплощенно-линзовидных тел длиной

100–200 м, мощностью от 0,4 до 1,8–4,0 м, с содержанием Cr_2O_3 от 10 до 38 %. Пусьеркинское 2 содержит три сближенных рудных тела мощностью 1,1, 1,0 и 4,8 м с содержанием Cr_2O_3 6–16 %.

В Хадатинском блоке общее количество рудопроявлений и пунктов минерализации превышает 160. Большинство из них – элювиально-делювильные развалы протяженностью в сотни метров. На севере блока расположены рудопроявления Пэлянг 1, 2 и Малохадатинские 1, 2, 3, Есынгытарка, на юге – Южные.

Рудопроявления Пэлянг 1 и 2 локализованы в крупных дунитовых телах дунит-гарцбургитового СВК и представлены телами мощностью до 1,5 м, сложенными полосчатыми и струйчато-полосчатыми рудами, с содержанием Cr_2O_3 10–42 %.

Рудопроявление Малохадатинское 2 локализовано в дунитах гарцбургитового СВК. Сложено полосами и линзами мощностью 0,1–0,3 м сплошных и густовкрапленных руд в матрице убоговкрапленных струйчато-полосчатых руд. Содержание Cr_2O_3 в рудах от 15,6 % в редковкрапленных, до 41,7 % в густовкрапленных. Проявление Малохадатинское 3 представлено элювиальным развалом средне-густовкрапленных глиноземистых руд с содержанием Cr_2O_3 22–30 %. Рудопроявление Есынгытарка, залегающее в крупном дунитовом теле дунит-гарцбургитового СВК, сложено шлирово-полосчатыми убоговкрапленными рудами мощностью 0,3–1,5 м с содержанием Cr_2O_3 в руде от 12 до 32 %. Рудопроявления Южное 1 залегают в дунитах гарцбургитового СВК и представлены несколькими телами редковкрапленных руд длиной до 75 м и мощностью 8–5 м. Содержание Cr_2O_3 7–22 %. Южное 2 расположено в дунитах дунит-гарцбургитового СВК, представлено элювиальным развалом и метровым интервалом, вскрытым скважиной. Содержание Cr_2O_3 в элювиальных обломках от 8 до 32 %. Рудопроявления Южное 3 залегают в гарцбургитах и сложены средне-густовкрапленными рудами с содержанием Cr_2O_3 21–35 %.

Для проявлений Пусьеркинского и Хадатинского блоков характерны бедные руды шлирово-струйчато-полосчатой текстуры с мелкими линзами и шлирами густовкрапленных. Рудные тела имеют уплощенно-линзовидную форму.

В Харчерузском блоке выявлен десяток мелких рассредоточенных на площади проявлений. Наиболее крупным является рудопроявление 1439, представленное двумя крутопадающими линзообразными телами размером 0,3×1,0 м и 1,5×8,0 м, локализованными в крупном дунитовом теле южной части блока. Руды убого-, средне- и густовкрапленные. Среднее содержание Cr_2O_3 26–27 %.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида массива представлен 259 микрозондовыми и химическими анализами [2, 28, 42]: Харчерузский блок – 131 анализ, Хадатинский блок – 76, Пусьеркинский блок – 42 и блок Няропэ – 10.

Распределение содержаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах имеет двухмодальный характер и отражает наличие двух типов руд – хромистого и глиноземистого, граница между которыми лежит в диапазоне 44–46 % Cr_2O_3 и 20–22 % Al_2O_3 (рис. 2.51).

Главная мода содержания Cr_2O_3 в глиноземистых хромшпинелидах отвечает 40–42 %, в хромистых – 50–54 %. Максимальная плотность распределения Al_2O_3 в глиноземистых хромшпинелидах 22–30 %, хромистых – 10–16 %.

Около 75 % выборки по содержанию Fe_2O_3 , представляющей хромистые и глиноземистые шпинели, лежит в интервале 2–7 %, модальное значение составляет 3–5 %. Хромшпинелиды с содержанием больше 8 % отнесены к метаморфизованным.

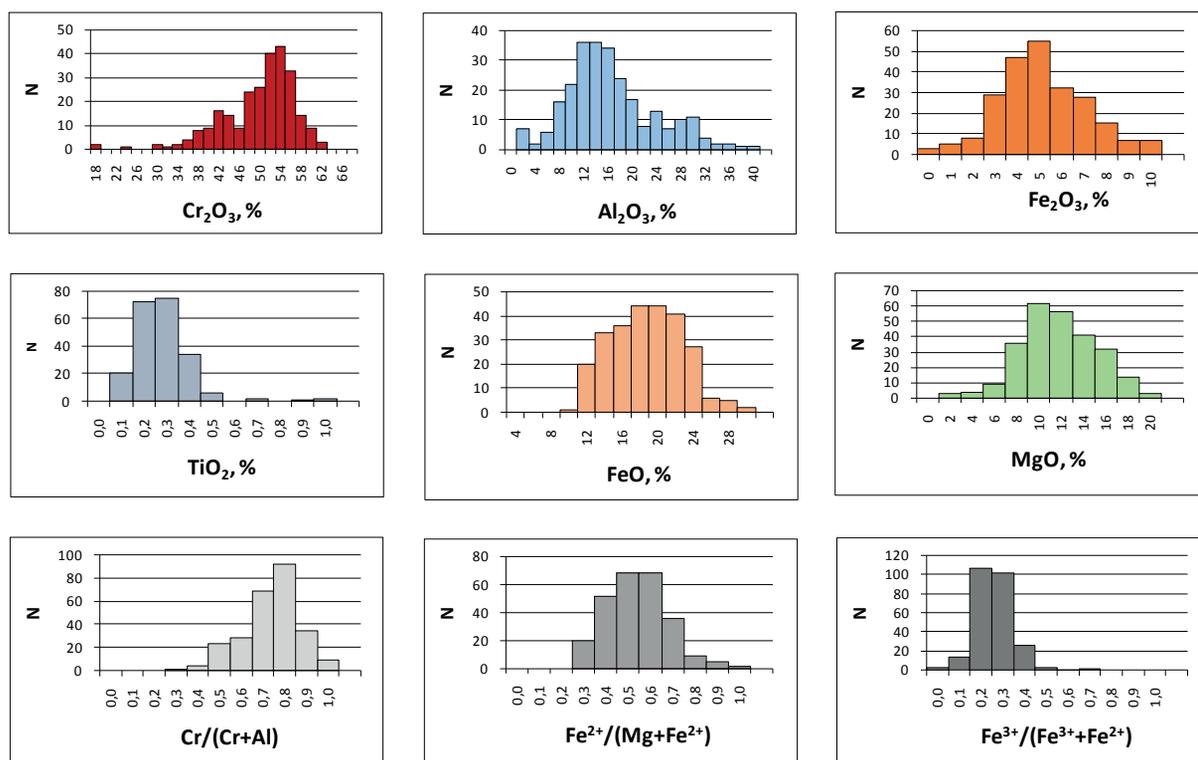


Рис. 2.51. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида массива Сьум-Кей

Максимальная плотность распределения FeO лежит в диапазоне 10–24%. Хромшпинелиды с содержанием FeO больше 24%, так же как и в случае с окисным железом, отнесены к метаморфизованным. Содержание MgO в первичных хромшпинелидах варьирует от 6 до 18% и характеризуется одномодальным распределением, максимальная плотность распределения – 8–12%.

Содержание TiO₂ в первичных хромшпинелидах располагается в интервале от сотых до 0,4% с модой 0,2%. В железистых метаморфизованных шпинелях его содержание может достигать >1%.

Показатель #Cr, благодаря наличию в пределах массива хромистых и глиноземистых руд и широко проявленному метаморфизму, варьирует довольно широко – от 0,4 до 1,0. Для глиноземистых хромшпинелидов он составляет 0,4–0,6, для хромистых – 0,6–0,9.

Показатель #Fe меняется в широком диапазоне от 0,2 до 0,9, наиболее часто встречающиеся значения соответствуют 0,4–0,6. Мода показателя #Fe³⁺/Fe_{общ.} лежит в диапазоне 0,1–0,3, увеличиваясь в сторону метаморфизованных хромшпинелидов до 0,5.

Рудообразующие хромшпинелиды слагают обратный тренд Cr₂O₃ и Al₂O₃ с коэффициентом корреляции -0,97. Максимальные содержания Cr₂O₃ и минимальные Al₂O₃ характерны для шпинелей рудопроявлений, локализованных в крупном дунитовом теле дунит-верлит-клинопироксенитового СВК блока Няропэ, 57–62% и 6–8% соответственно. Содержания этих компонентов в шпинелях других блоков перекрывают друг друга как в хромистой, так и в глиноземистой части (рис. 2.52).

Значимые положительные связи между Al₂O₃ и MgO с K_{корр.} 0,76 установлены для хромшпинелидов рудопроявлений из гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК Пусьеркинского, Хадатинского и Харчерузьского блоков массива.

Шпинели блока Няропэ занимают автономную позицию за пределами выявленного тренда. Шпинели Харчерузьского блока содержат наименьшее количество MgO и ха-

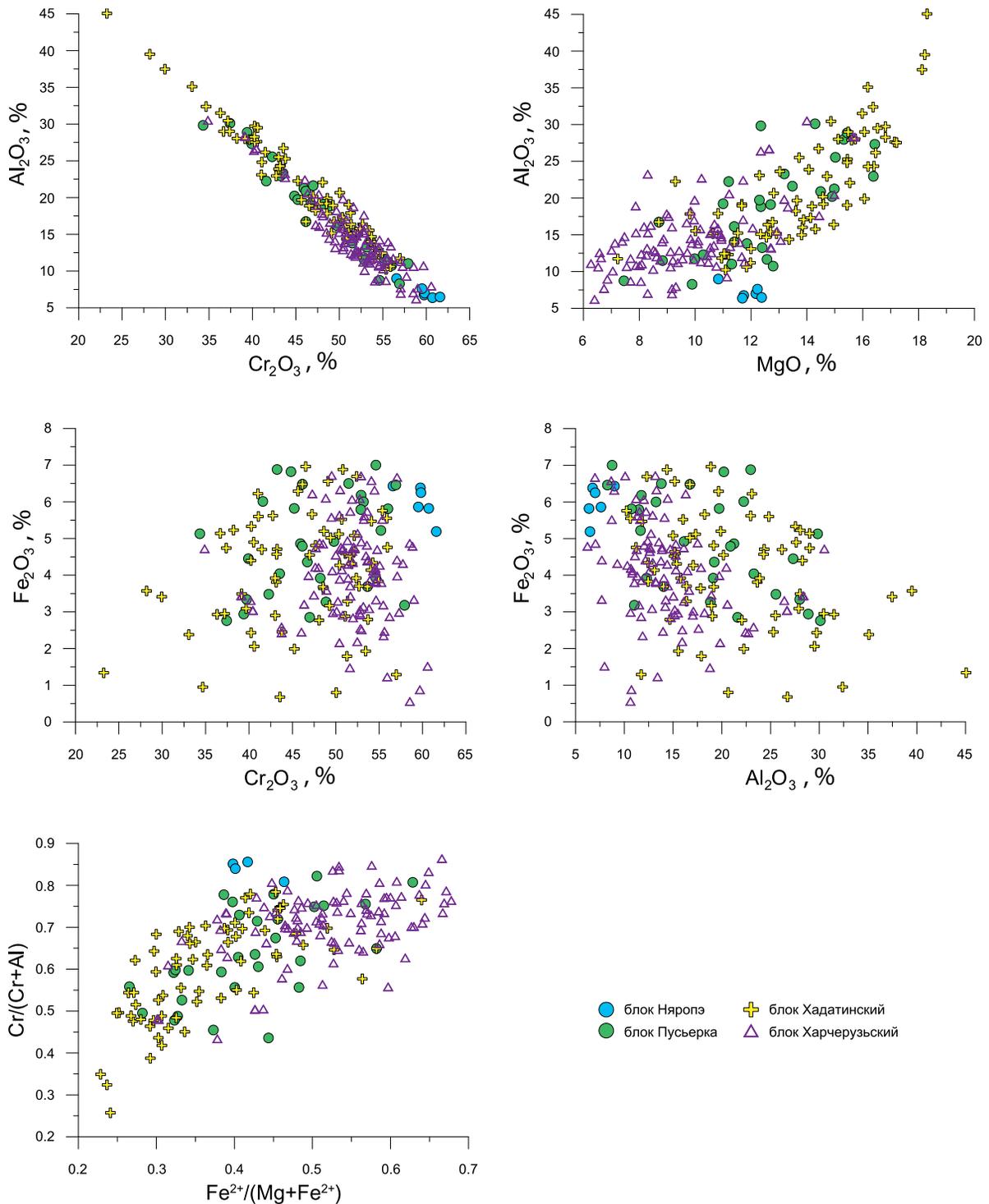


Рис. 2.52. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов первичного хромшпинелида рудопроявлений и пунктов минерализации массива Сьум-Кей

рактируются более пологим трендом по сравнению с шпинелями остальных блоков.

Диапазоны содержания Fe_2O_3 в шпинелях рудопроявлений, приуроченных к разным структурно-вещественным комплексам, совпадают и составляют 0,5–7%. При этом намечается слабая отрицательная связь между Fe_2O_3 и Al_2O_3 ($K_{корр.} -0,32$).

Между показателями #Fe и #Cr существует положительная связь для хромшпинелидов Пусьеркинского, Хадатинского и Харчерузьского блоков, сложенных и гарцбургитовым, и дунит-гарцбургитовым СВК. Для шпинелей Харчерузьского блока эта связь

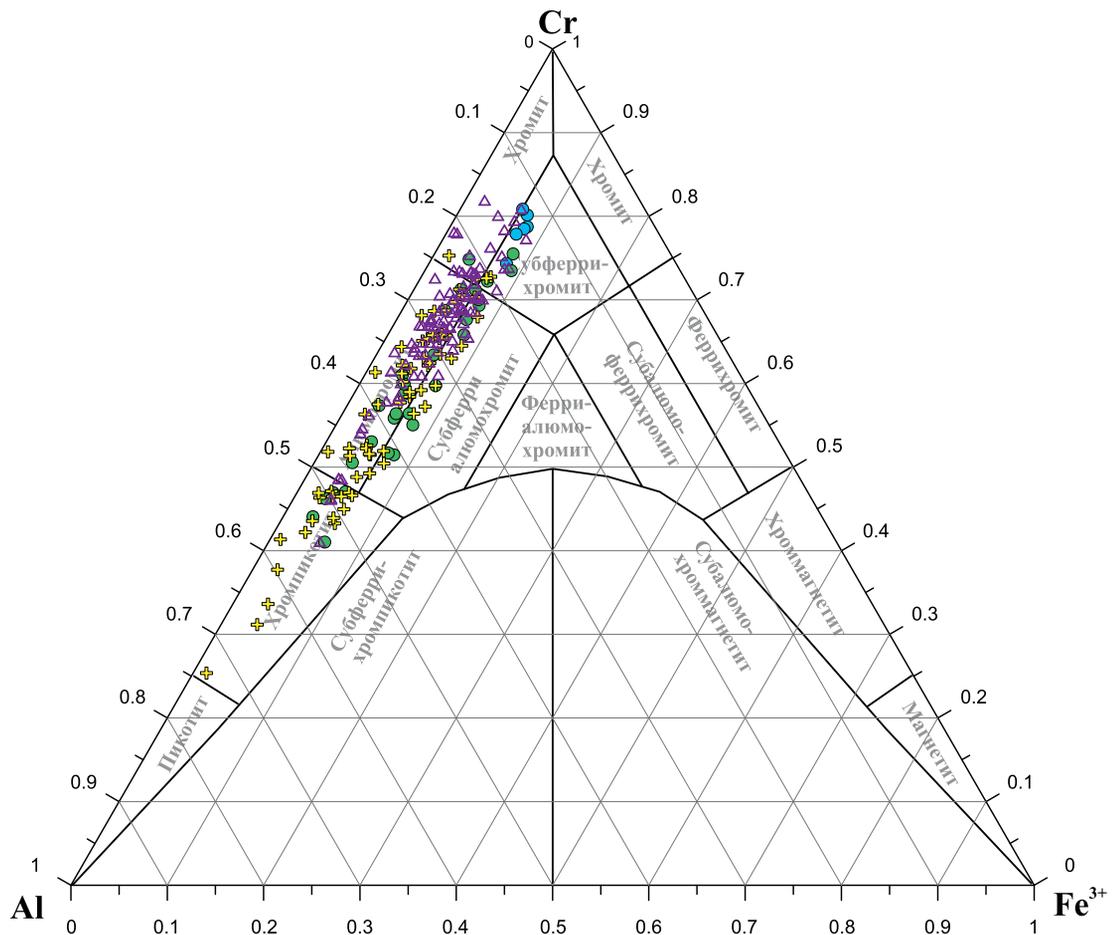


Рис. 2.53. Вариационная диаграмма первичного рудообразующего хромшпинелида рудопроявлений и пунктов минерализации массива Сым-Кеу. Условные обозначения см. на рис. 2.52

слабее ($K_{\text{корр.}} 0,49$) по сравнению с двумя другими блоками ($K_{\text{корр.}} 0,63$), что выражено в более пологом тренде первых. При этом харчерузские хромшпинелиды являются более железистыми. Хромшпинелиды блока Няропэ – самые хромистые ($\#Cr 0,85$) при средней железистости ($\#Fe 0,4$).

На вариационной диаграмме подавляющая часть состава первичных хромшпинелидов рудопроявлений дунит-гарцбургитового СВК Пусьеркинского, Хадатинского и Харчерузского блоков занимает две верхних трети области алюмохромита и пограничные области субферриалюмохромита с алюмохромитом (рис. 2.53). Рудообразующие хромшпинелиды гарцбургитового СВК этих же блоков занимают нижнюю область алюмохромита и верхнюю – хромпикотита. Незначительная часть шпинелей Харчерузского блока расположена в нижней области хромита. Хромшпинелиды рудопроявлений Няропэ дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса занимают центральную часть области субферрихромита, пограничную с хромитом.

Выводы

Распределение содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах имеет двухмодальный характер, отражающий наличие в пределах массива двух типов хромовых руд – хромистого и глиноземистого. Граница между ними лежит в диапазоне 48–50 % Cr_2O_3 и 18–20 % Al_2O_3 . К первому относится хромшпинелид из рудопроявлений и пунктов минерализации дунит-гарцбургитового СВК в пределах Пусьеркинского,

Хадатинского и Харчерузского блоков, а также дунит-верлит-клинопироксенитового СВК блока Няропэ. Второму типу принадлежат хромшпинелиды гарцбургитового СВК Пусьеркинского, Хадатинского и, частично, Харчерузского блоков.

Содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 хромшпинелидов рудопоявлений гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК, локализованных в разных блоках, имеют одинаковые диапазоны.

Диапазон содержания Fe_2O_3 2–7% характерен для хромшпинелидов всех трех структурно-вещественных комплексов.

Хромшпинелиды дунит-гарцбургитового СВК Харчерузского блока отличаются повышенной железистостью.

Хромшпинелиды рудопоявления Няропэ дунит-верлит-клинопироксенитового СВК являются самыми хромистыми, с высоким содержанием Fe_2O_3 от 5,5 до 6,5 %.

Калнинский массив

Геологическое строение

Калнинский массив расположен в Каратузском районе Красноярского края. Массив овальной в плане формы размером 8,0×6,0 км, деформирован субширотными и северо-восточными тектоническими разломами. Площадь составляет 35 км² (рис. 2.54).

В структурном плане положение Калнинского массива контролируется зоной сочленения офиолитов Куртушибинского пояса с зеленосланцевыми метаморфитами каледонских структур Западно-Саянской структурно-фациальной зоны. Контакты, как правило, тектонические. В юго-западной части массива развита зона тектонического меланжа шириной 130–250 м, прослеженная на 7 км.

Массив сложен дунитами и гарцбургитами актовракского дунит-гарцбургитового СВК позднего рифея. Дуниты, с единичными маломощными телами гарцбургитов, слагают северо-восточную часть массива на участке площадью около 15 км². Гарцбургиты, с маломощными телами дунитов, распространены в юго-западной и южной частях массива. Границы между дунитами и гарцбургитами резкие. Для дунитов и, частично, для гарцбургитов характерно повышенное содержание акцессорного хромшпинелида до 3–5%. В северной части массива развиты дайкообразные тела диопсидитов, в западной – дайки тонко-мелкозернистых габбро, положение которых контролируется северо-восточными и субширотными разломами.

Хромитоновость

Хромовые руды Калнинского массива приурочены преимущественно к дунитам, слагающим северо-восточную часть массива (рис. 2.54). Оруденение представлено струйчато-полосчатыми и линзовидно-полосчатыми убого-редко-среднекрапленными хромовыми рудами, перемежающимися с безрудными дунитами. В пределах массива выявлены семь рудоносных зон.

Рудоносная зона I локализована в дунитах северо-восточной части массива. Вытянута с юго-востока на северо-запад на 3,5 км при ширине 0,5–1,1 км. В пределах зоны выявлены 11 сближенных субпараллельных рудных тел протяженностью от 45 до 150 м и мощностью 0,9–4,7 м. Падение юго-западное под углом 60–85°. Руды представлены полосчатыми среднекрапленными разностями с содержанием Cr₂O₃ от 25 до 36%, в подчиненном количестве отмечаются густоукрапленные с содержанием Cr₂O₃ 36–49%.

Рудоносная зона III меридионального простирания расположена в центральной части массива в дунитах вблизи контакта с гарцбургитами. Длина зоны 2 км при ширине 0,3–0,5 км. В ее пределах выявлены 6 проявлений и 25 пунктов минерализации, которые сложены средне-убоговкрапленными полосчатыми и шлирово-полосчатыми рудами мощностью от 0,4 до 2,1 м с содержанием Cr₂O₃ от 10 до 32,8%.

Рудоносные зоны II, IV, V, VI и VII характеризуются низкой степенью хромитоновости по сравнению с I и III. Границы зон условные. Зоны II и IV локализованы в крупном дунитовом теле, зоны V, VI и VII приурочены к маломощным дунитовым прослоям в гарцбургитах. Рудная минерализация представлена маломощными и незначительными по протяженности прожилками, шлирами и струйками.

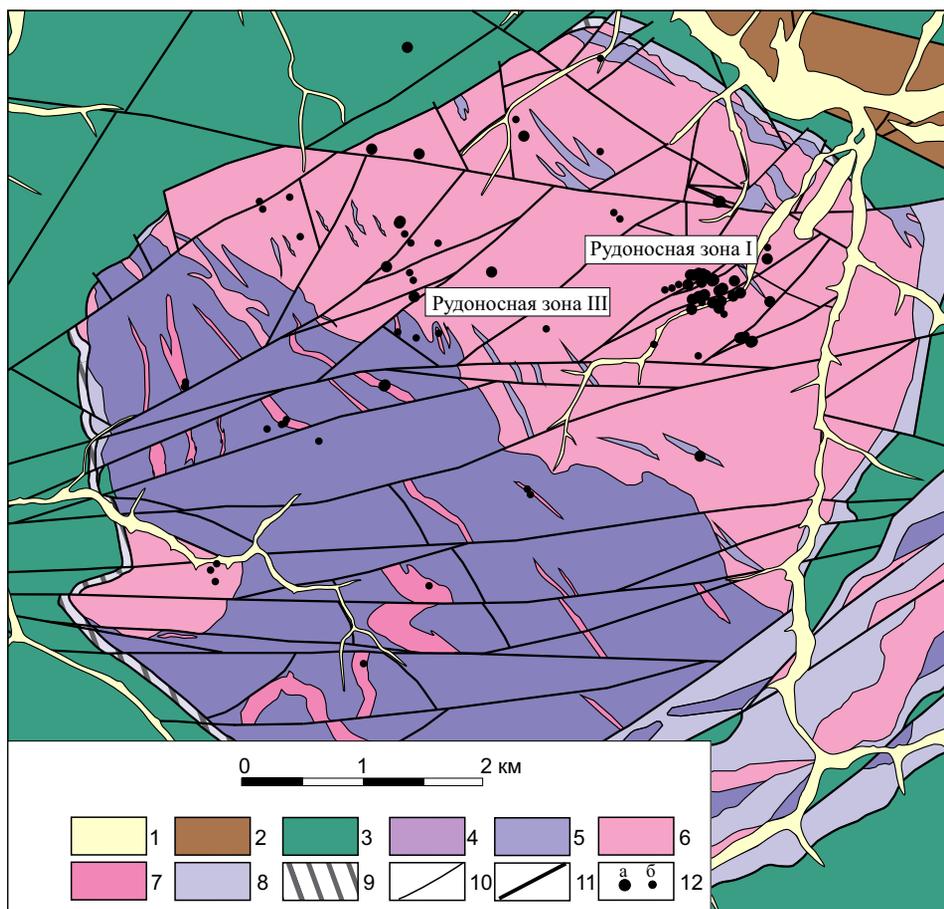


Рис. 2.54. Схематическая геологическая карта Калнинского массива [27]:

1 – четвертичные отложения; 2 – андезиты, туфы (D_1); 3 – глинисто-кремнистые сланцы, метабазальты, туфы ($RF_3-E_{1.2}$); 4–8 – позднерифейский офиолитовый комплекс: 4 – гарцбургиты; 5 – гарцбургиты с маломощными прослоями дунитов; 6 – дуниты; 7 – дуниты с маломощными прослоями гарцбургитов; 8 – серпентиниты; 9 – зона меланжа; 10 – геологические границы; 11 – разрывные нарушения; 12 – рудопроявления хромовых (а) руд, пункты минерализации (б)

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав хромшпинелида I рудоносной зоны представлен 323 микрозондовыми анализами, III рудоносной зоны – 51 анализом [27].

Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах обеих зон варьирует от 50 до 66 %, максимальная плотность распределения составляет 58–62 %. Диапазон содержания Al_2O_3 4–16 % с максимальной плотностью распределения 6–10 %. Содержание Fe_2O_3 изменяется от 0,п до 6 %, мода 3,5 %. Диапазон содержания FeO 12–22 %, мода 17 %. Содержание MgO меняется от 6 до 14 %, максимальная плотность распределения 10–12 %, мода 10,3 %. Диапазон содержания TiO_2 составляет 0,04–0,30 %, мода 0,13 % (рис. 2.55).

Подавляющая часть значений показателя $\#Cr$ соответствует 0,7–0,9 (мода 0,82), показателя $\#Fe$ – 0,4–0,6 (мода 0,48). Мода показателя $\#Fe^{3+}/Fe_{общ.}$ – 0,15 при диапазоне 0,п-0,3.

Близость III рудоносной зоны к полям гарцбургитов влияет на состав хромшпинелидов. Мода Al_2O_3 хромшпинелидов I зоны составляет 6,9 %, III зоны – 12,6 %, а мода Cr_2O_3 – 60,2 и 52,8 % соответственно (рис. 2.56). Хромшпинелиды III зоны являются более глиноземистыми и при этом более титанистыми по сравнению с хромшпинелидами I зоны – моды TiO_2 0,18 и 0,09 соответственно. Отличаются они и по содержанию окисного железа – мода Fe_2O_3 хромшпинелидов I зоны составляет 2,9 %, III зоны – 3,4 %.

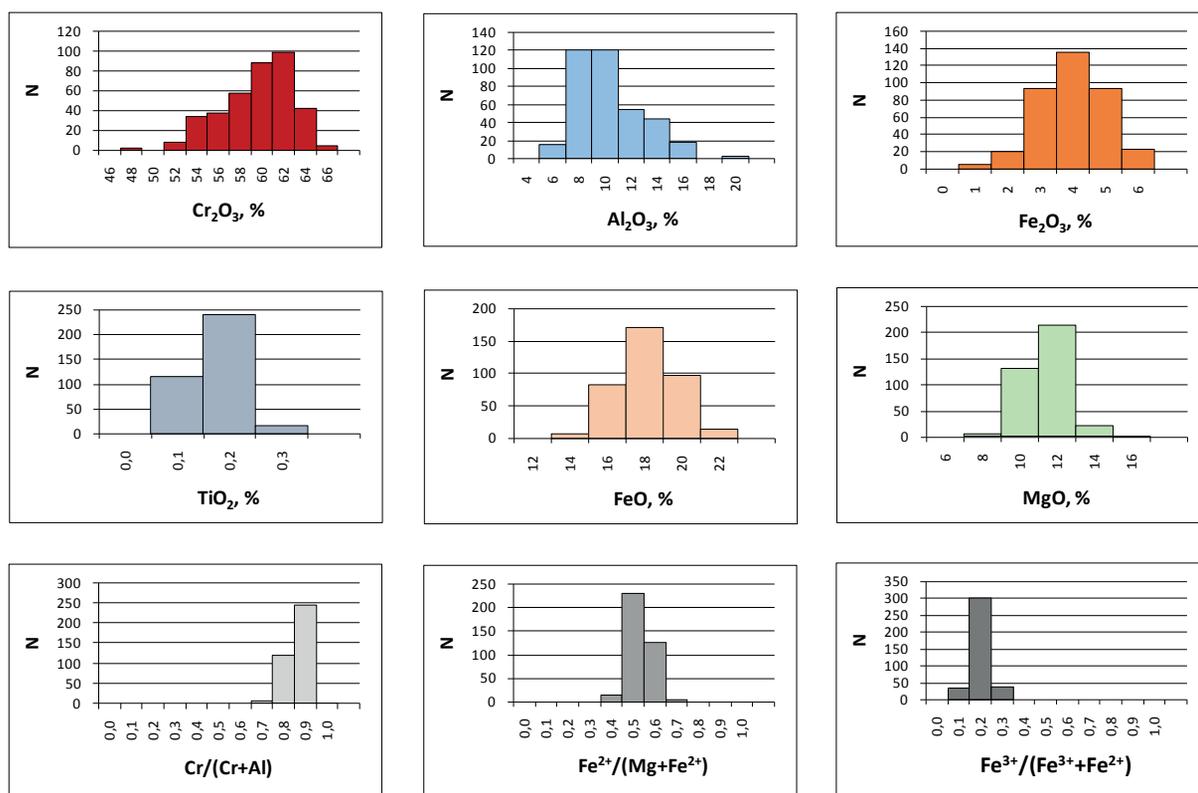


Рис. 2.55. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Калнинского массива

Моды содержаний двухвалентных элементов – MgO и FeO и, соответственно, показателя #Fe примерно одинаковы для хромшпинелидов обеих зон.

Хромшпинелиды I и III зоны характеризуются как общими, так и специфическими типохимическими чертами. К общим относится значимая отрицательная связь между Cr₂O₃ и Al₂O₃ с близкими K_{корр.} – -0,92 и -0,88 соответственно; такие же отрицательные связи устанавливаются и для Cr₂O₃ и Fe₂O₃, но для шпинелей I зоны эта связь сильнее (K_{корр.} -0,63), чем для III зоны (K_{корр.} -0,49) (рис. 2.56). Положительная связь между Al₂O₃ и MgO проявлена только для шпинелей III зоны (K_{корр.} 0,62).

Подавляющая часть хромшпинелидов I рудоносной зоны, локализованной в дунитах, представлена хромитом, занимая 2/3 его области. Шпинель III зоны, также локализованная в дунитах в непосредственной близости с породами гарцбургитового СВК, относится к «хромистому» алюмохромиту (рис. 2.57).

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды Калнинского массива имеют среднежелезистый состав, отличаясь при этом по показателю #Cr: шпинель I зоны относится к высокохромистым, а III зоны – к среднехромистым разностям.

По морфологии рудных залежей, локализованных в крупном дунитовом теле, оруденение массива скорее относится к дунит-верлит-клинопироксенитовому СВК. Однако, отсутствие габброидов и пород, содержащих моноклинный пироксен (диопсидсодержащих дунитов, верлитов и клинопироксенитов, являющихся неотъемлемой частью полосчатого комплекса), служит основным аргументом отнесения рудообразующей шпинели Калнинского массива к дунит-гарцбургитовому СВК. Тем более, что состав хромшпинелидов обоих комплексов частично совпадает.

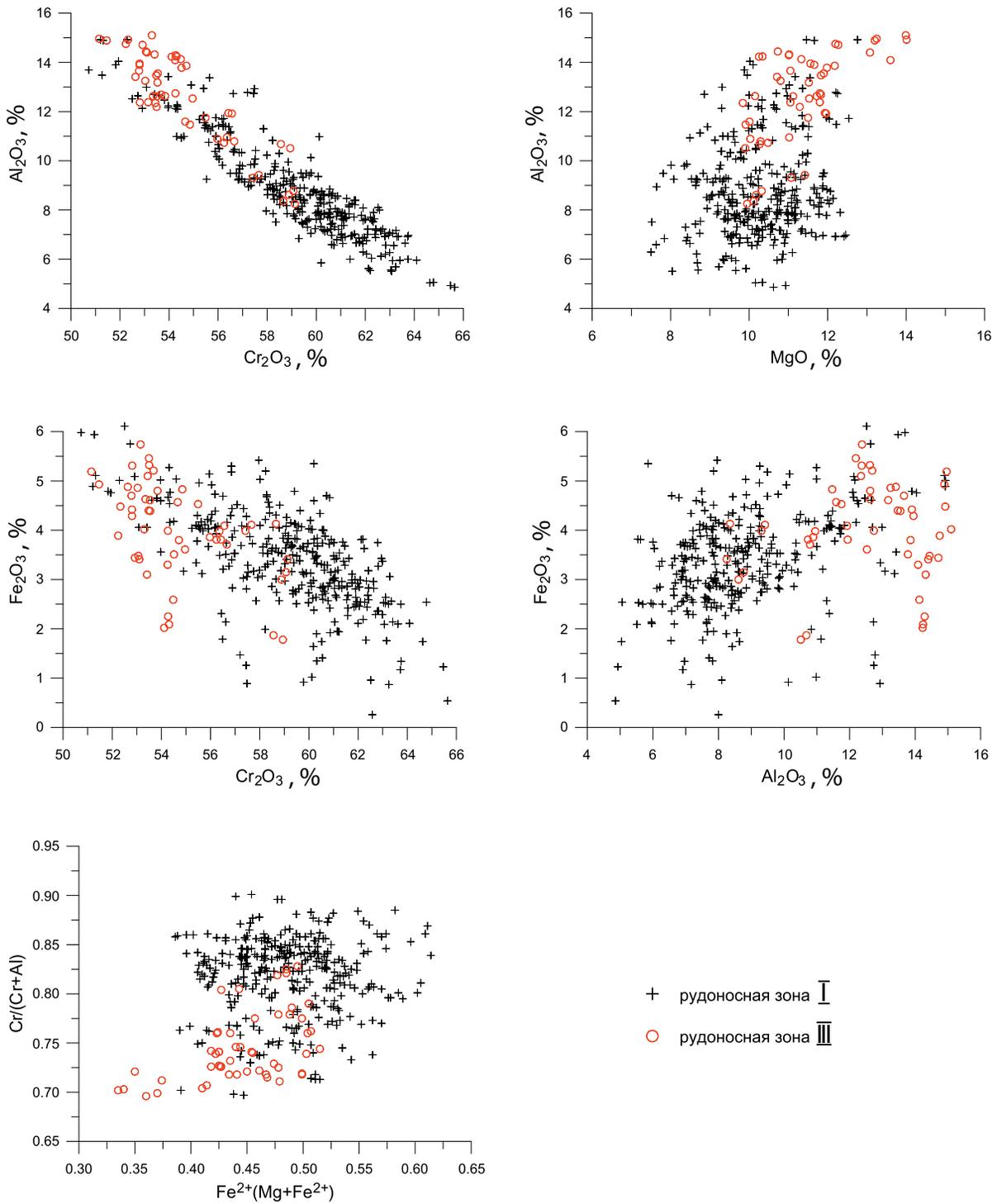


Рис. 2.56. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Калнинского массива. Черные крестики – рудоносная зона I, красные кружки – рудоносная зона III

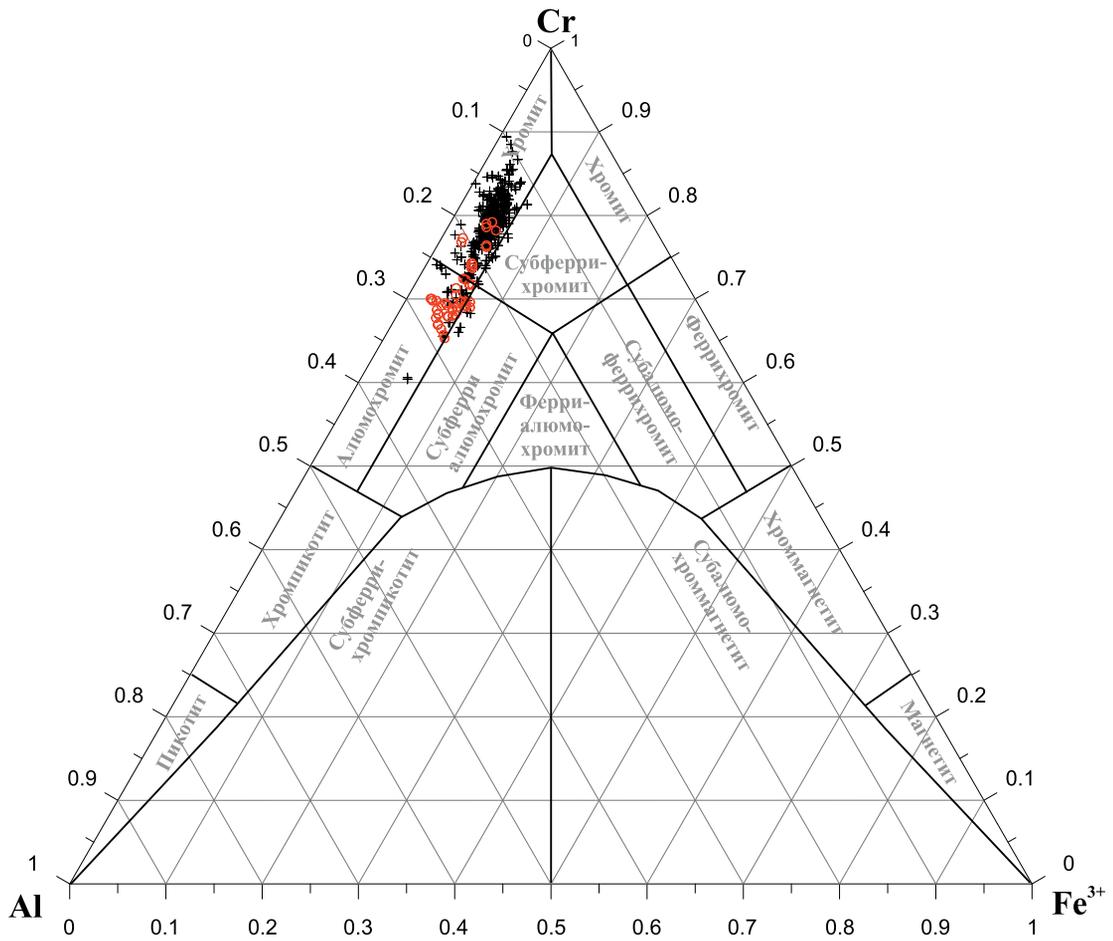


Рис. 2.57. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Калнинского массива.
Условные обозначения на рис. 2.56

Оспино-Китойский массив

Геологическое строение

Оспино-Китойский массив расположен на водоразделе рек Онота (Оспы) и Китоя. Входит в состав Ильчирского офиолитового пояса, располагаясь в зоне сочленения двух его ветвей – северной и южной, обрамляющих образования Гарганской «глыбы».

Массив состоит из двух сопряженных крутопадающих линзовидных блоков – северного и южного, разделенных разломом субширотного простирания, вдоль которого развита зона расланцевания. Площадь массива около 200 км², максимальная ширина – 13 км, длина – 31 км. Блоки вытянуты в широтном направлении. Контакты тектонические, крутопадающие. Южный блок массива опущен по отношению к северному, что подтверждается широким развитием в нем процессов серпентинизации и наличием многочисленных ксенолитов вмещающих пород. Вмещающими породами являются метаморфизованные вулканогенно-терригенные и карбонатные образования рифея-нижнего кембрия (рис. 2.58).

Оспино-Китойский массив сложен серпентинитами и серпентинизированными гипербазиитами, которые занимают около 40 % площади массива в центральных частях северного и южного блоков. Антигоритовые и антигорит-лизардит-хризотилитовые серпентиниты развиты в приконтактных частях и тектонически ослабленных зонах. Гипербазииты представлены породами сетчато-полосчатого дунит-гарцбургитового и гарцбургитового СВК, последние развиты по периферии первых.

В составе сетчато-полосчатого дунит-гарцбургитового СВК преобладают гарцбургиты с подчиненными дунитами. Отмечаются полосы (жилы?) мощностью до 20-30 м регенерированных дунитов, практически неотличимых от реститогенных. Гарцбургитовый СВК сложен гарцбургитами, среди которых ограничено распространены лерцолиты, верлиты и пироксениты (энстатиты, диопсидиты и вебстериты).

В южной части массива распространены дайко- и штокообразные тела габброидов, на контакте с которыми развиты амфиболовые породы, диопсидиты.

В массиве встречены необычные для гипербазитов породы – графитизированные дуниты, гарцбургиты и серпентиниты. Они залегают в виде жил мощностью до 15–20 м или широких (до 50 м) обуглероженных зон, приуроченных к трещиноватым и брекчированным гипербазиитам.

Хромитовосность

На площади массива выявлены около 80 мелких проявлений хромовых руд. Почти все они сосредоточены в центральных областях северного и южного блоков массива.

В северном блоке в сетчато-полосчатом дунит-гарцбургитовом СВК расположены *Ильчирские* и *Зуун-Оспинские* рудопроявления (рис. 2.58). Оруденение представлено сплошными и густовкрапленными разностями, слагающими рудные тела неправильной, гнездо- и линзообразной формы, залегающими в дунитах. Протяженность 3–10 м, мощность 0,1–1 м. Вкрапленные руды встречаются на флангах выклинивающихся линз сплошных руд, реже образуют самостоятельные шлировые обособления.

В южной части на Хушагольском участке в серпентинитах и породах гарцбургитового СВК отмечаются несколько небольших зон редковкрапленной хромитовой руды с отдельными линзовидными обособлениями средне- густовкрапленных руд размером до 1,5х0,3 м. В средней части участка на расстоянии 150 м прослеживается полоса крупных неокатанных глыб (до 1,5 м) массивного хромита.

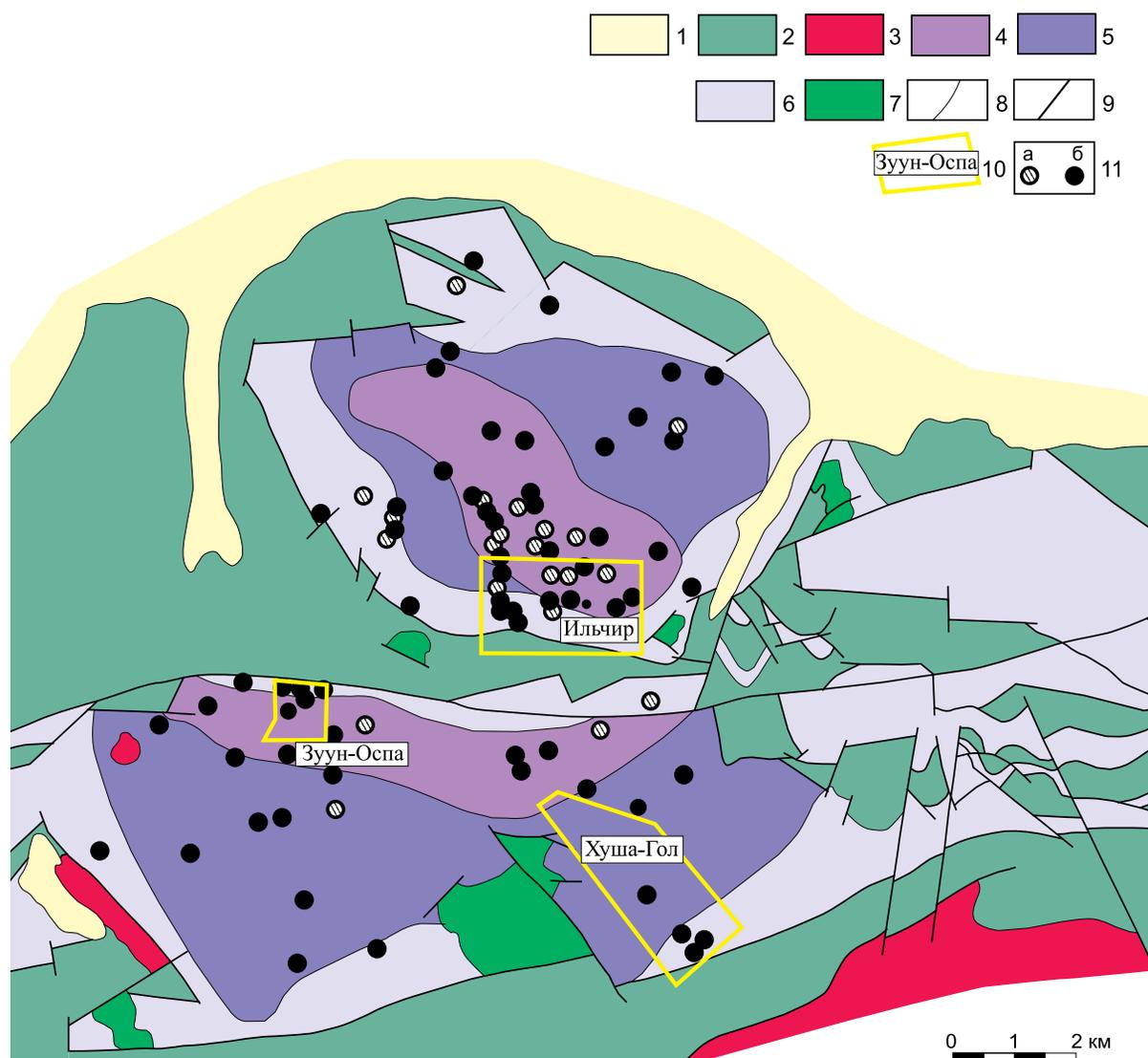


Рис. 2.58. Схематическая геологическая карта Осино-Китойского массива [27]:

- 1 – четвертичные отложения; 2 – эффузивно-осадочные породы (RF_3 - ϵ_{1-2}); 3 – гранитоиды (PZ_1); 4–7 – раннепалеозойский (?) офиолитовый комплекс. Структурно-вещественные комплексы: 4 – дунит-гарцбургитовый; 5 – гарцбургитовый; 6 – серпентиниты; 7 – габбро; 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения; 10 – участки рудопроявлений хромовых руд; 11 – пункты минерализации: а) – вкрапленных руд; б) – сплошных руд гнездо- и жилообразной формы

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 96 микрозондовыми анализами из Ильчирских и Зуун-Оспинских рудопроявлений северного блока массива и Хушагольского участка южного блока [17].

Распределение основных компонентов хромшпинелидов имеет многомодальный характер и широкий диапазон содержаний, что свидетельствует о глубоких метаморфических преобразованиях разного характера и интенсивности (рис. 2.59).

Главная мода Cr_2O_3 соответствует 56–60%, второстепенные – 62–66% и 48–50%, диапазон содержания составляет 46–70%. В распределении Al_2O_3 выделяются три примерно одинаковые по частоте встречаемости моды – 0–2%, 4–8%, 10–14%, разделенные узкими «провалами», диапазон содержания 0–20%.

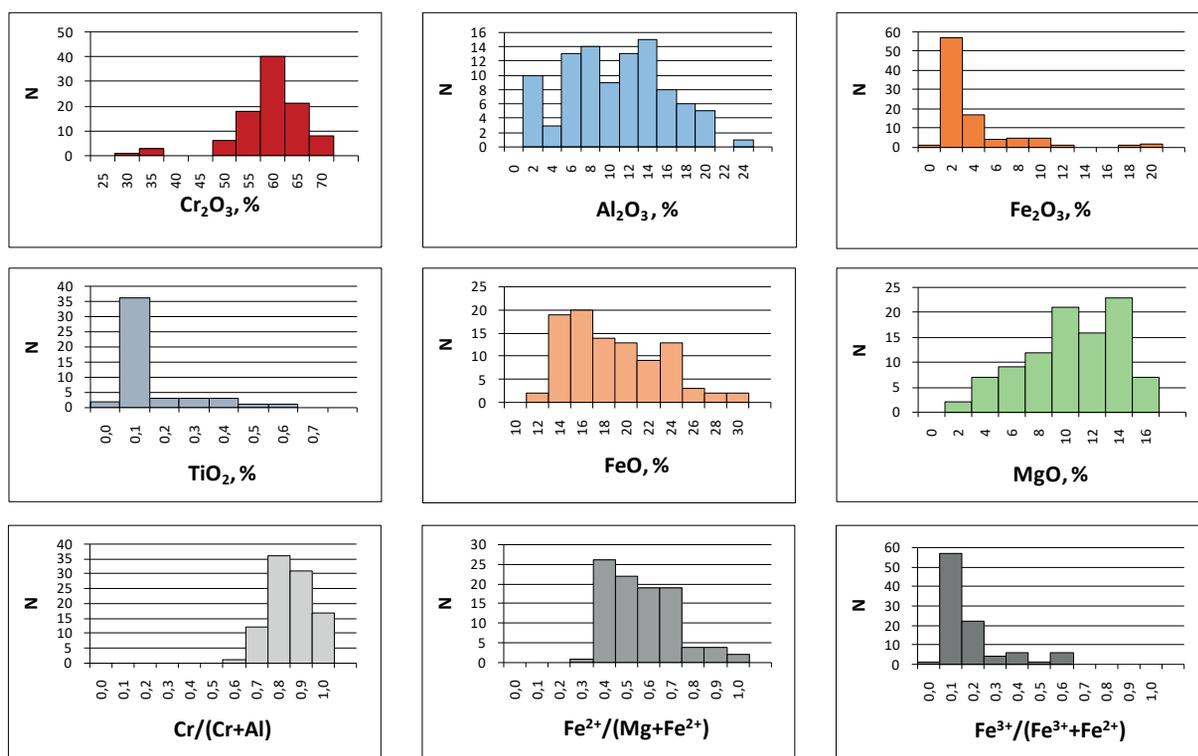


Рис. 2.59. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Оспино-Китойского массива

Максимальная плотность распределения Fe_2O_3 лежит в интервале 0–2%, а значения, превышающие 4%, характерны для метаморфизованных шпинелей. Мода TiO_2 0,05%.

Распределение FeO и MgO также имеет многомодальный характер. Выделяются: магнезиальный состав с содержанием оксида магния выше 12%, закисного железа ниже 16%; промежуточный состав – оксид магния 8–12%, закисное железо 16–20%; метаморфизованные шпинели с содержанием оксида магния ниже 8%, закисного железа выше 20%.

Максимальная плотность распределения показателя #Cr лежит в диапазоне 0,7–0,9, значения выше 0,9 характерны для высокожелезистых метаморфизованных шпинелей.

Преобладающие значения показателя #Fe образуют «плато» с диапазоном от 0,3 до 0,7, при этом слабо, но проявлена главная мода 0,3–0,4. Мода показателя $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ лежит в диапазоне 0,0–0,1, увеличиваясь в сторону метаморфизованных шпинелей до 0,6.

По содержанию Al_2O_3 и Fe_2O_3 хромшпинелиды разделены на первичные и метаморфизованные. К метаморфизованным отнесены шпинели с содержанием $Fe_2O_3 > 4\%$ и $Al_2O_3 < 5\%$. (рис. 2.60).

Первичные хромшпинелиды Ильчирских и Зуун-Оспинских рудопроявлений характеризуются широкими вариациями содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 – 50–65% и 5–22% соответственно. Вероятно, это обусловлено наличием разной (по количеству) дунитовой составляющей в дунит-гарцбургитовом СВК.

Первичные хромшпинелиды Хушагольского участка имеют более магнезиальный и глиноземистый состав.

Первичные хромшпинелиды массива образуют обратный тренд изоморфизма между Cr_2O_3 и Al_2O_3 и менее выраженные прямые тренды между Al_2O_3 и MgO и показателями #Cr-#Fe.

Метаморфизованные железистые шпинели характеризуются обратными связями между Cr_2O_3 и Fe_2O_3 и прямыми связями между показателями #Cr и #Fe.

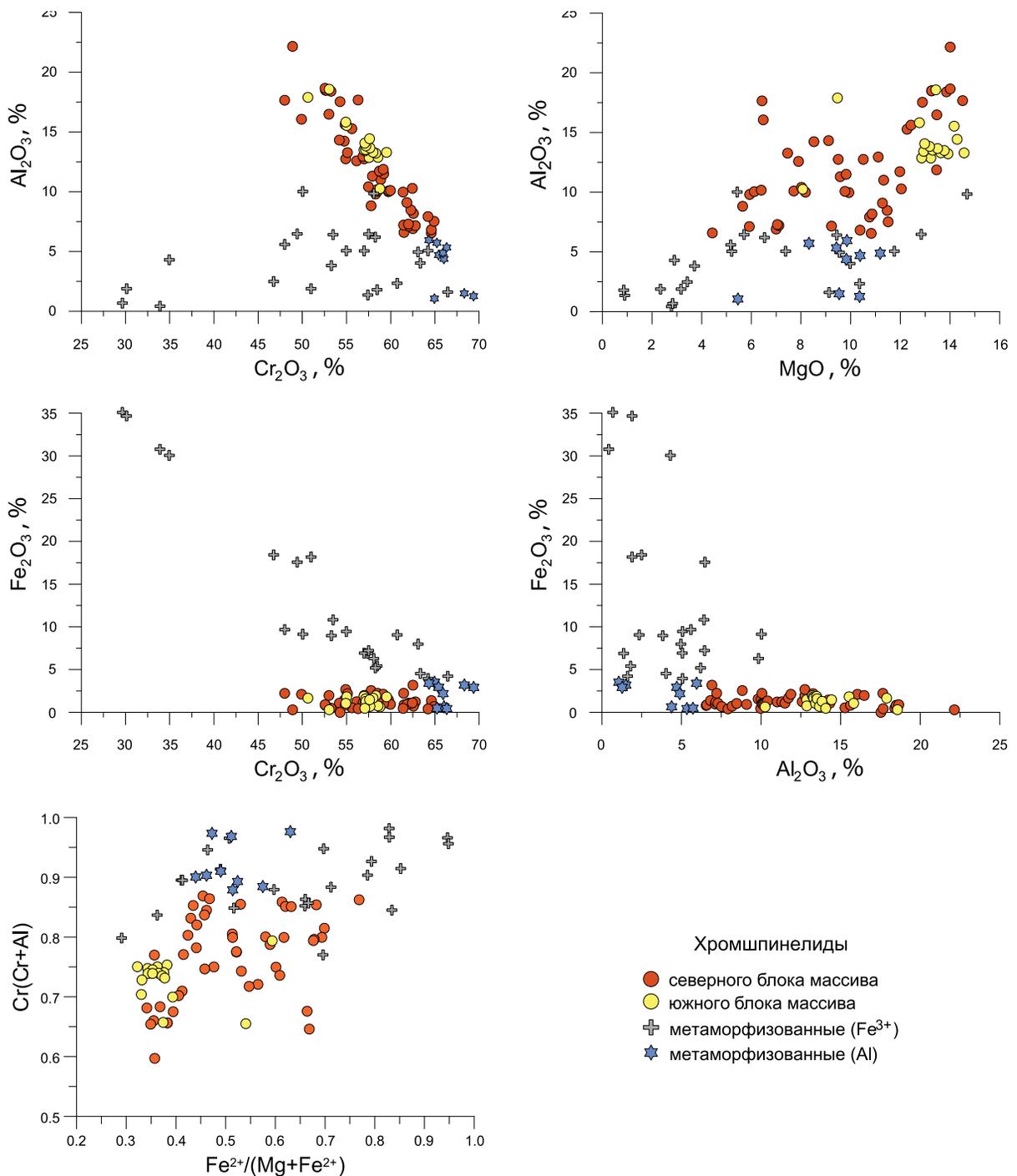


Рис. 2.60. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Оспино-Китойского массива

Самый хромистый низкоглиноземистый и низкожелезистый состав характерен для метаморфизованных «хлоритизированных» хромшпинелидов, когда при образовании хлорита из шпинели выносится алюминий с одновременным обогащением хромом.

На вариационной диаграмме фигуративные точки первичных хромшпинелидов располагаются в нижней половине области хромита и в верхней – алюмохромита, вытягиваясь параллельно оси Cr-Al (рис. 2.61).

Метаморфизованные «хлоритизированные» шпинели располагаются в верхней половине области хромита, а железистые – в областях хромита, субферрихромита, субалюмоферрихромита, феррихромита и хроммагнетита.

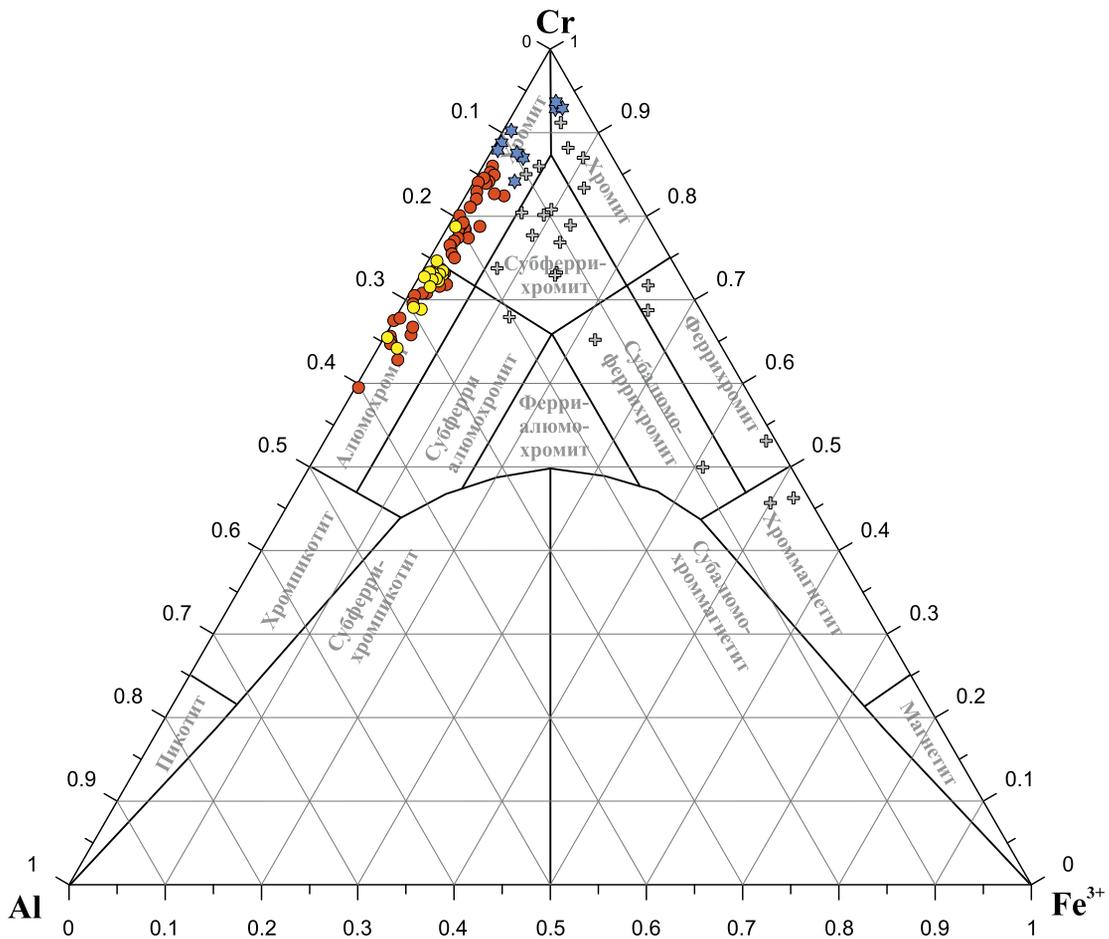


Рис. 2.61. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Оспино-Китойского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.60

Выводы

Первичный состав рудообразующих хромшпинелидов Оспино-Китойского массива в равной мере представлен хромитом и алюмохромитом.

Хромшпинелиды рудопроявлений северной части массива характеризуются широкими вариациями содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 , обусловленными различным содержанием дунитовой составляющей в дунит-гарцбургитовом СВК.

Хромшпинелиды рудопроявлений южной части массива, локализованных в гарцбургитовом СВК, имеют более магнезиальный и глиноземистый состав, чем в северной части.

Первичные хромшпинелиды содержат минимальное количество TiO_2 — от сотых до одной десятой процентов.

Распределение основных компонентов хромшпинелидов имеет многомодальный характер и широкий диапазон содержания, что свидетельствует о глубоких метаморфических преобразованиях хромовых руд.

Агардагский массив

Геологическое строение

Агардагский массив расположен в пограничной зоне Республики Тыва с Монгольской Народной Республикой, в 200 км от г. Кызыл.

Массив входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса северо-восточного простирания. Гипербазитовые массивы пояса представляют собой пластинообразные тела, вытянутые вдоль осевой части зоны Агардагско-Окинских глубинных разломов, разделяющих докембрийскую складчатую область Сангилены и салаирские структуры Центральной Тувы. Агардагский массив, наряду с Улорским, является наиболее крупным массивом пояса.

Массив линзовидной в плане формы вытянут в северо-восточном направлении на 23 км при ширине от 0,5 до 3,0 км. По геофизическим данным его мощность составляет 500–2000 м. Вмещающими породами являются карбонатно-терригенные отложения верхнего рифея. На западе гипербазиты прорваны позднедевонскими гранитоидами. Контакты с вмещающими породами тектонические. Разрывными нарушениями массив разбит на разноориентированные тектонические блоки, по границам которых развиты тела лиственитов, родингитов, гранитоидов, альбититов и габбро. Возраст массива – позднерифейско-раннекембрийский.

Агардагский массив сложен породами актовракского дунит-гарцбургитового комплекса (рис. 2.62). Преобладают гарцбургиты и их серпентинизированные разности с варьирующим содержанием энстатита от 10 до 30 %. На отдельных участках гарцбургиты содержат вкрапленность магнетита в количестве 1–5 %, реже до 20 %, что определяет их высокие магнитные свойства.

Дуниты занимают около 30 % площади массива, слагают небольшие по площади участки (до первых сотен метров в поперечнике), либо переслаиваются с гарцбургитами, образуя полосчатый дунит-гарцбургитовый СВК. Дуниты практически всегда в разной степени серпентинизированы. Как в дунитах, так и в их серпентинизированных разностях присутствует вкрапленность хромита от 1 до 5 %, реже до 10 %.

Пироксениты (диаллагиты, реже вебстериты и энстатититы) характеризуются подчиненным развитием, занимая не более 5 % площади. Они развиты преимущественно в восточной части массива, где образуют линзы мощностью до 2–5 м при протяженности до 15 м.

Серпентиниты развиты по гипербазитам повсеместно, но особенно интенсивно в зонах дробления и на контакте с гранитоидами. Преобладают лизардитовые и лизардит-антигоритовые разности. Характерным изменением серпентинитов является карбонатизация, интенсивное развитие которой приводит к лиственитизации породы. Листвениты широко распространены в пределах Агардагского массива. Они приурочены к тектоническим зонам и слагают линзовидные тела длиной до 1 км, мощностью до 200–300 м. Родингиты образуют дайкообразные и штокообразные тела мощностью до 5 м и протяженностью до первых десятков метров.

Хромитоносность

В пределах Агардагского массива выявлены 120 проявлений хромовых руд, 74 из которых находятся в коренном залегании и 46 – в элювиально-делювиальных развалах (рис. 2.62). Основными рудовмещающими породами являются аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты, входящие в состав полосчатого дунит-гарцбургитового СВК.

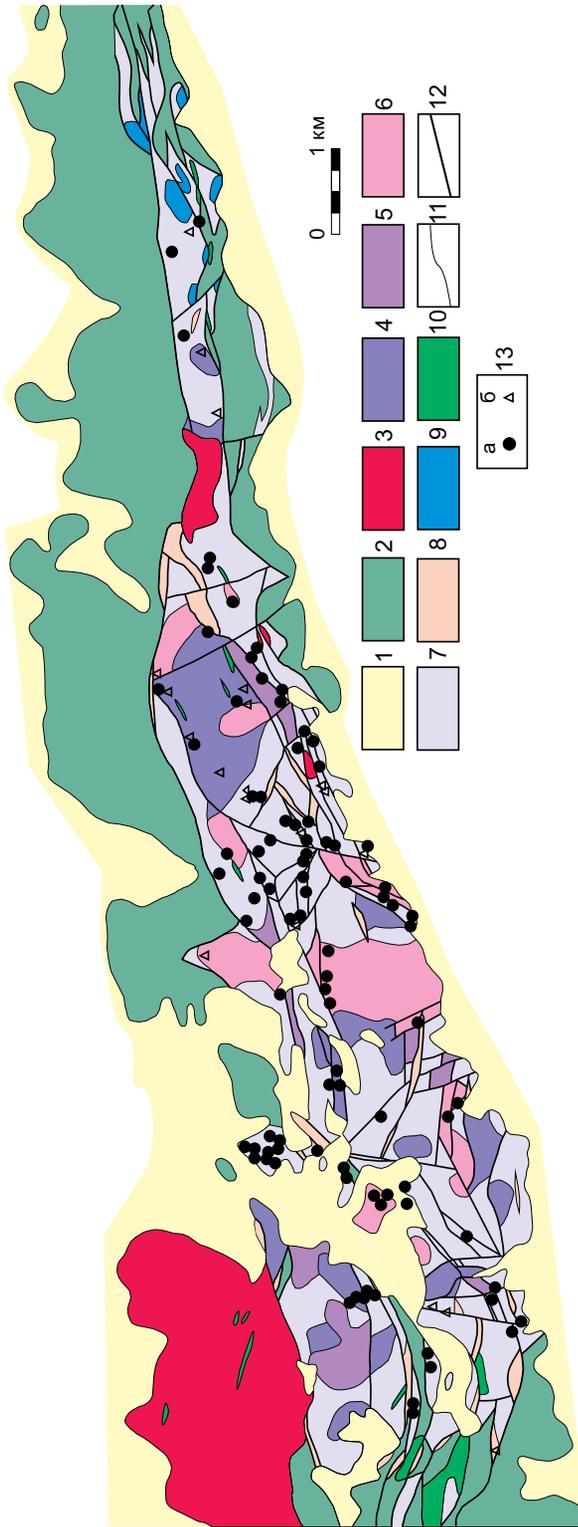


Рис. 2.62. Схематическая геологическая карта Агардагского массива [19]:

1 – N-Q отложения; **2** – глинисто-кремнистые сланцы, мраморы, кварциты (RF_3-C_{1-2}); **3** – гранитоиды (D); **4-10** – актовракский офиолитовый комплекс (C_1). Дунит-гарцбургитовый СВК: **4** – дуниты и гарцбургиты нерасчлененные и серпентиниты по ним (с преобладанием гарцбургитовой составляющей); **5** – дуниты и гарцбургиты нерасчлененные и серпентиниты по ним (с равным соотношением дунитов и гарцбургитов); **6** – дуниты и гарцбургиты нерасчлененные и серпентиниты по ним (с преобладанием дунитовой составляющей); **7** – серпентиниты неясного генезиса; **8** – листвениты; **9** – пироксениты; **10** – габбро; **11** – геологические границы; **12** – разрывные нарушения; **13** – рудопроявления хромовых руд; а) в коренном залегании; б) делювиально-элювиальные развалы

Рудные тела линзовидной, жилообразной и столбообразной формы. В коренном залегании мощность тел колеблется от 0,5 до 13 м, протяженность составляет десятки метров. Нередко рудные тела в тектонических зонах будинированы с образованием будин размером до 0,5–1,0 м, разобщенных друг от друга на несколько метров. Элювиально-делювиальные развалы богатых хромовых руд прослеживаются на 80–100 и более метров. Размер обломков колеблется от первых сантиметров до 20–25 см.

В центральной и западной частях массива преобладают сплошные и густовкрапленные руды с содержанием Cr_2O_3 40–50%; в восточной части развиты равномерно-вкрапленные, вкрапленно-полосчатые, реже нодулярные руды с содержанием Cr_2O_3 25–35%. Полосчатость обусловлена чередованием убого-, средне-, густовкрапленных руд и безрудного дунита, при этом она, как правило, согласна с простиранием рудных тел.

При общей северо-восточной, продольной по отношению к массиву, ориентировке рудоносных зон и того же господствующего направления в них рудных тел, весьма распространенной является несогласная, а иногда даже поперечная ориентировка отдельных рудных тел, связанная с тем, что весь массив, как и находящиеся в нем рудоносные зоны, разбиты тектоническими нарушениями на разноориентированные блоки. Тектонические нарушения сопровождаются зонами метасоматических изменений, к которым приурочена значительная часть рудопроявлений, в т. ч. и наиболее крупных. При этом сами руды подверглись интенсивному дроблению и хлоритизации.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 384 зондовыми анализами практически из всех рудных объектов Агардагского массива [26, 57] (рис. 2.62).

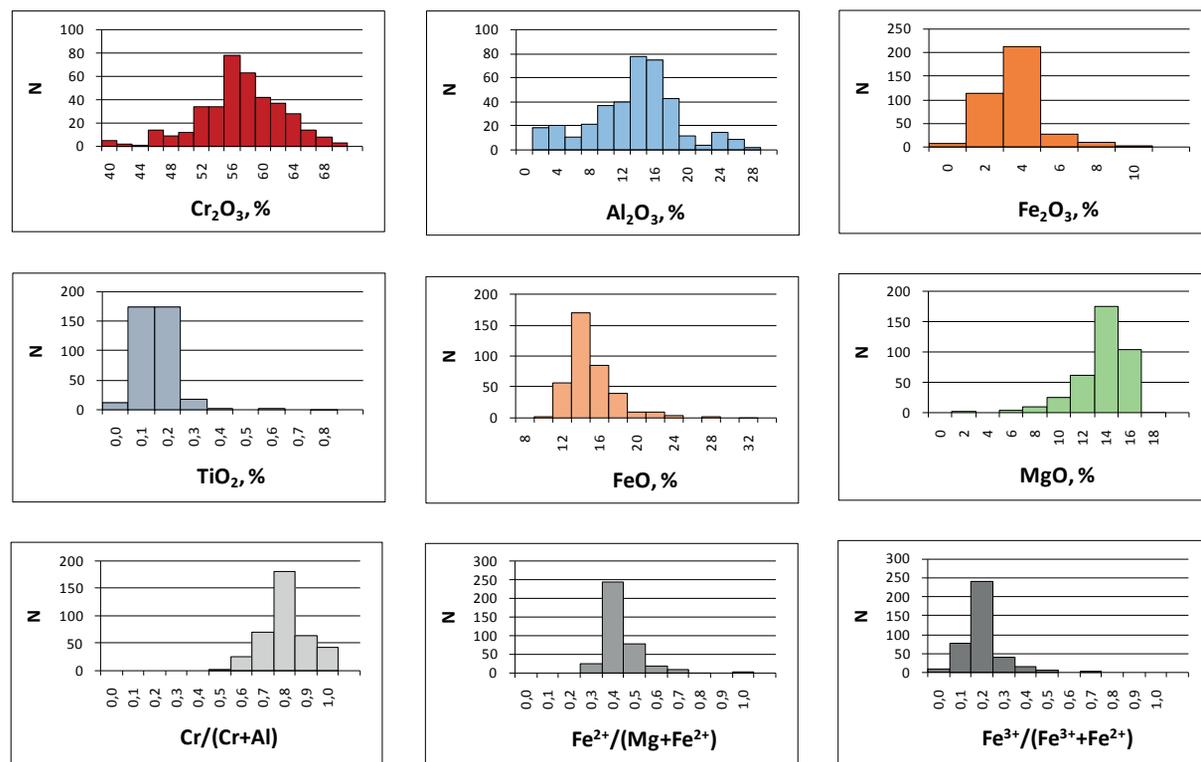


Рис. 2.63. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Агардагского массива

Рудообразующие хромшпинелиды характеризуются широкими вариациями содержания основных компонентов, что может свидетельствовать, с одной стороны, об их принадлежности к различным структурно-вещественным комплексам, а с другой – о глубоких метаморфических преобразованиях разного характера и интенсивности (рис. 2.63).

Диапазон содержания Cr_2O_3 лежит в пределах 38–72(!)%. Главная мода составляет 54–56%. Отмечается менее хромистый (50–54% Cr_2O_3) и глиноземистый (44–50% Cr_2O_3) состав.

Диапазон содержания Al_2O_3 меняется от первых процентов до 28%, а распределение имеет многомодальный характер. Главная мода соответствует 12–16%, второстепенная мода (22–26%) характеризует высокоглиноземистые шпинели, а содержания <6% свойственны метаморфизованным шпинелям.

Интервал содержания Fe_2O_3 меняется от -2(!) (нестехиометрические отношения между двух- и трехвалентными элементами) до 20%. Модальное значение соответствует 2–4% Fe_2O_3 . Шлейф значений выше 4% характерен для метаморфизованных железистых шпинелей.

Главная мода FeO составляет 12–14%, максимальная плотность распределения соответствует 10–18%. Содержание FeO >18% характерно для метаморфизованных железистых шпинелей. Главная мода MgO, так же, как и FeO, составляет 12–14%, содержание <10% отвечает метаморфизованным железистым шпинелям. Частотные гистограммы этих компонентов зеркально отражают друг друга.

Содержание TiO_2 лежит в узком интервале 0,01–0,20%.

Модальное значение показателя #Cr соответствует 0,7–0,8, значения выше 0,85 характерны для метаморфизованных шпинелей. Показатель #Fe образует четко проявленную моду 0,3–0,4. Модалность показателя $\# \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ лежит в диапазоне 0,1–0,2, увеличиваясь до 0,4 в железистых метаморфизованных шпинелях.

Петрографическое и минераграфическое изучение хромовых руд показало наличие метаморфических преобразований, выраженных в развитии тонкочешуйчатого хлорита (кеммерерита) по микротрещинам, швам катаклаза и краевым частям рудных зерен с одновременным замещением оливин-серпентинового цемента хлоритом. Процесс хлоритизации в большей степени характерен для богатых руд – сплошных и густовкрапленных, подверженных дроблению и катаклазированию.

Реперными компонентами для разделения рудообразующих хромшпинелидов на первичные и метаморфизованные послужили Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Первый активно выносится из шпинели и фиксируется в составе хлорита при «хлоритизации» руд, второй замещает как Cr_2O_3 , так и Al_2O_3 при изменившихся окислительно-восстановительных условиях. К первичным отнесены шпинели с содержанием Al_2O_3 >6% и Fe_2O_3 <4%.

Для первичных хромшпинелидов характерны обратные связи между Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 2.64) с $K_{\text{корр.}}$ - 0,95. Наиболее хромистый состав свойствен рудным хромшпинелидам богатых руд из центральной и юго-западной частей массива, а более глиноземистыми являются шпинели вкрапленных руд северо-восточной части.

Метаморфизованные в процессе хлоритизации хромшпинелиды, отличающиеся самым высоким содержанием Cr_2O_3 , продолжают тренд первичных хромшпинелидов в координатах хром-алюминий. Вне генерального тренда лежат железистые метаморфизованные шпинели.

Для первичных шпинелей проявлена прямая связь между Al_2O_3 и MgO ($K_{\text{корр.}}$ 0,65), для глиноземистых шпинелей с содержанием Al_2O_3 >20% она имеет обратный знак

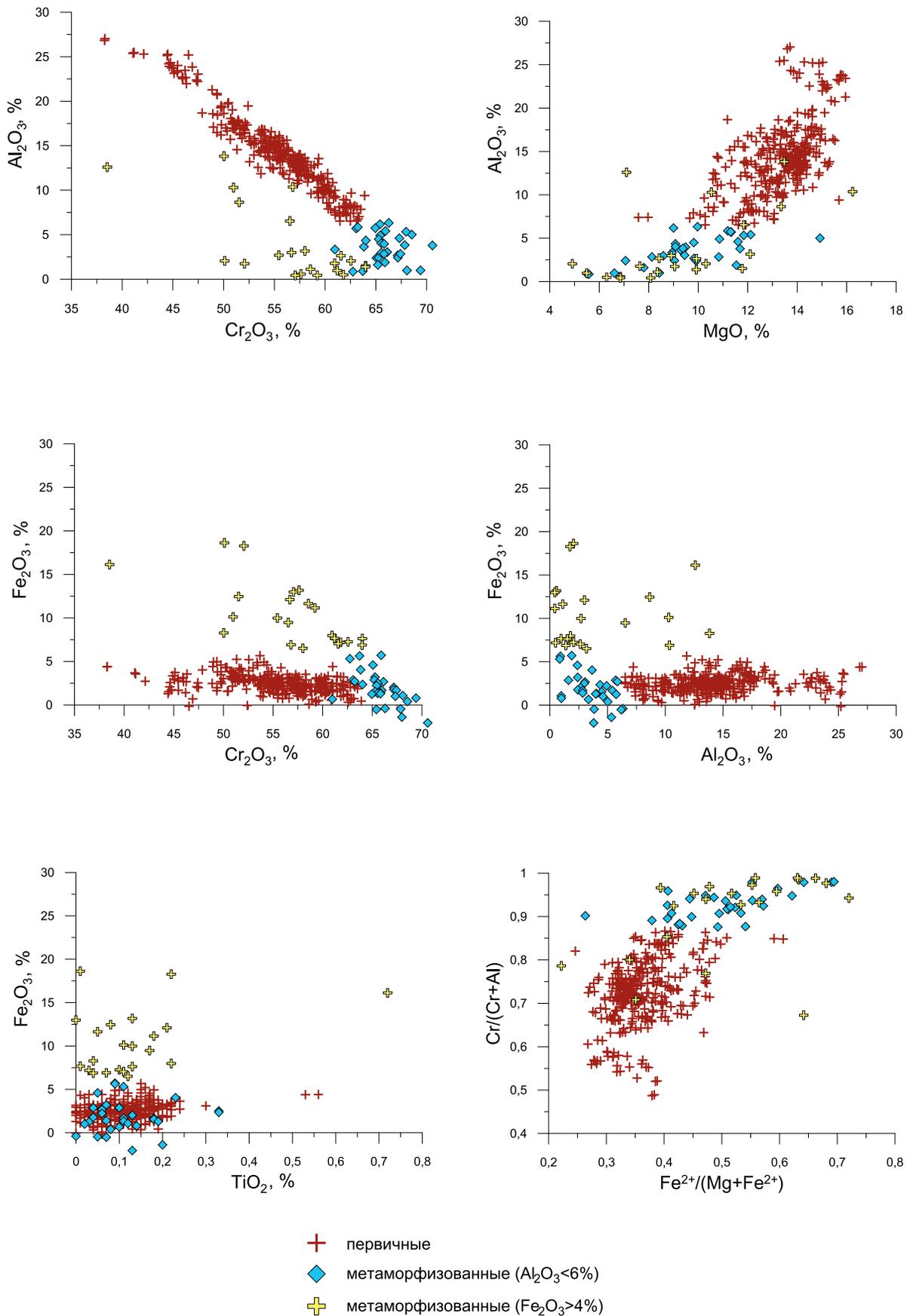


Рис. 2.64. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Агардагского массива

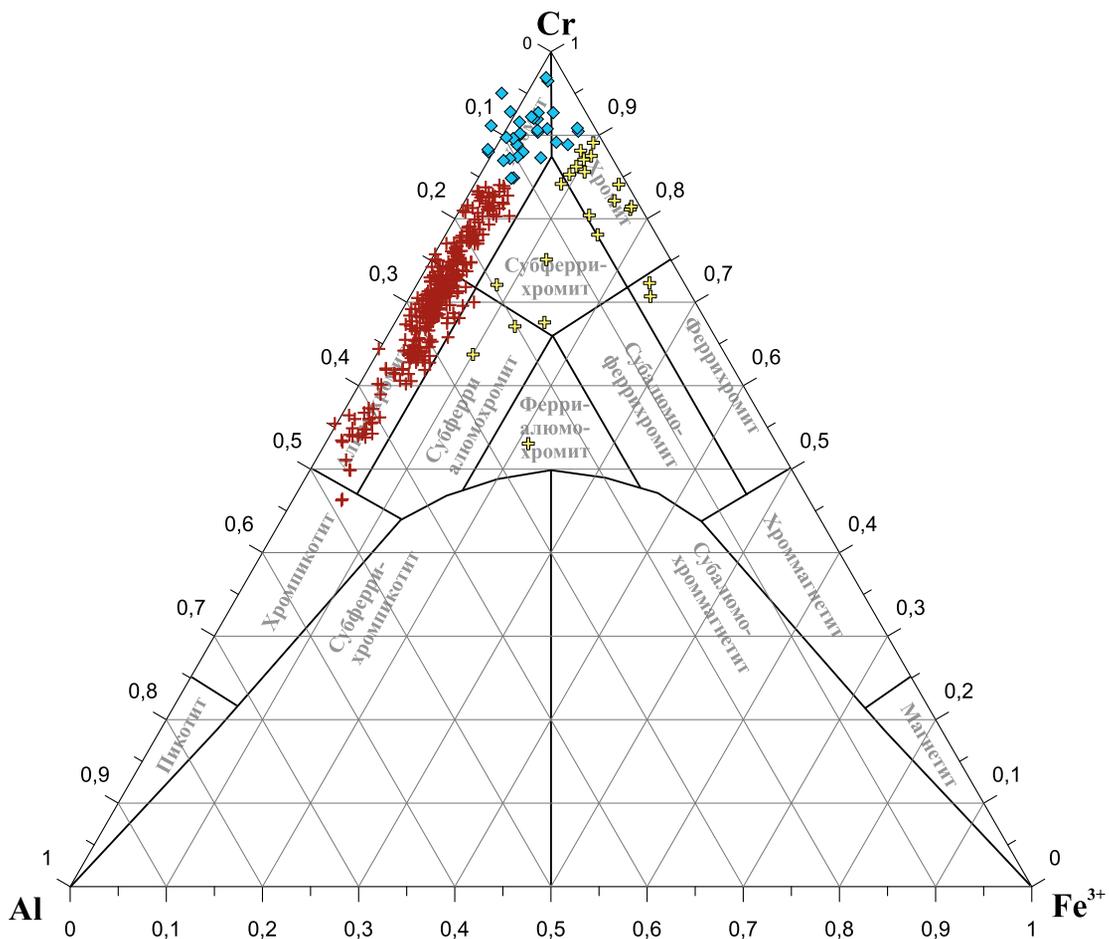


Рис. 2.65. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Агардагского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.64

с $K_{\text{корр.}} = -0,52$. Хлоритизированные метаморфизованные шпинели унаследовали положительную, хотя и более слабую связь между этими компонентами, а для железистых метаморфизованных шпинелей она отсутствует (рис. 2.64).

Соотношения между Cr_2O_3 и Al_2O_3 с одной стороны, и Fe_2O_3 – с другой характеризуют наличие (или отсутствие) метаморфических преобразований рудообразующих хромшпинелидов при меняющемся потенциале кислорода. В первичных хромшпинелидах связь между рассматриваемыми компонентами отсутствует (горизонтальные тренды). Для метаморфизованных хлоритизированных хромшпинелидов она имеет отрицательный знак.

Обращает на себя внимание то, что часть расчетных значений окисного железа в хлоритизированных хромшпинелидах имеет отрицательный знак, что свидетельствует либо о дефиците двухвалентных катионов, либо избытке трехвалентных катионов, в данном случае хрома (содержание Cr_2O_3 достигает 71 %). В любом случае такие шпинели являются нестехиометричными.

Для первичных хромистых и метаморфизованных шпинелей характерны значимые прямые связи между $\#Cr$ и $\#Fe$, причем в последних показатель $\#Cr$ самый высокий ($>0,9$), что указывает не на высокие содержания хрома в шпинели, а на практически полное отсутствие алюминия и высокое содержание суммарного железа. Для глиноземистых шпинелей, напротив, характерна значимая отрицательная связь между $\#Cr$ и $\#Fe$.

Следует отметить, что глиноземистый состав шпинелей из рудопроявлений северо-восточной части массива больше характерен для гарцбургитового, а не дунит-гарцбургитового СВК, повсеместно развитого на массиве. Однако, выявленные отрицательные связи между Al_2O_3 -MgO и #Cr-#Fe не позволяют отнести их к этому комплексу, так как для шпинелей гарцбургитового СВК характерны положительные связи между этими показателями. Возможно, высокие содержания глинозема части шпинелей обусловлены влиянием позднедевонских гранитоидов в восточной части массива.

Первичные рудообразующие хромшпинелиды занимают нижнюю половину области хромита и всю область алюмохромита, ориентируясь параллельно оси Al-Cr (рис. 2.65). При этом первые представляют богатые сплошные и густовкрапленные руды из центральной и юго-западной частей массива, а вторые – преимущественно средне-редковкрапленные руды из восточной части массива.

Метаморфизованные высокохромистые шпинели, претерпевшие изменения в процессе хлоритизации как рудных зерен, так и силикатного цемента, занимают привершинную область хромита. Железистые метаморфизованные хромшпинелиды представлены феррихромитом, субферрихромитом, субалюмоферрихромитом и хроммагнетитом.

Выводы

Значительный разброс содержания основных компонентов хромовых руд свидетельствует о двух этапах метаморфизма. На первом этапе в результате хлоритизации как рудных зерен, так и оливин-серпентинового цемента происходила потеря алюминия (до первых %) с одновременным обогащением шпинели хромом при нейтральном поведении окисного железа. На втором, протекающем при более высоком потенциале кислорода по сравнению с процессом хлоритизации, происходит увеличение содержания окисного и закисного железа, вплоть до образования хроммагнетита и магнетита за счет уменьшения алюминия, хрома и магния.

Сравнительный анализ типохимических характеристик рудообразующего хромшпинелида альпинотипных массивов

Рудообразующие хромшпинелиды альпинотипных массивов отличаются значительными вариациями состава, обусловленными, в первую очередь, колебаниями содержания Cr_2O_3 (35-66 %, $K_{\text{вар.}}$ 57,5), Al_2O_3 (первые % – 33 %, $K_{\text{вар.}}$ 44,1), при слабо меняющемся содержании FeO (8–28 %, $K_{\text{вар.}}$ 13,9), MgO (первые %–18 %, $K_{\text{вар.}}$ 8,2), Fe_2O_3 (0,1-12 % с модой 3 %, $K_{\text{вар.}}$ 20,8) и низких концентрациях TiO_2 (0-0,4 % с модой 0,15 %, $K_{\text{вар.}}$ 0,02) (рис. 2.66). Распределение Cr_2O_3 и Al_2O_3 имеет многомодальный характер и отражает наличие двух различающихся по химическому составу групп – глиноземистой и хромистой, условная граница между которыми соответствует 48–50 % Cr_2O_3 и 18-20 % Al_2O_3 . К первой группе относятся шпинели из рудопроявлений гарцбургитового СВК, ко второй – из дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК.

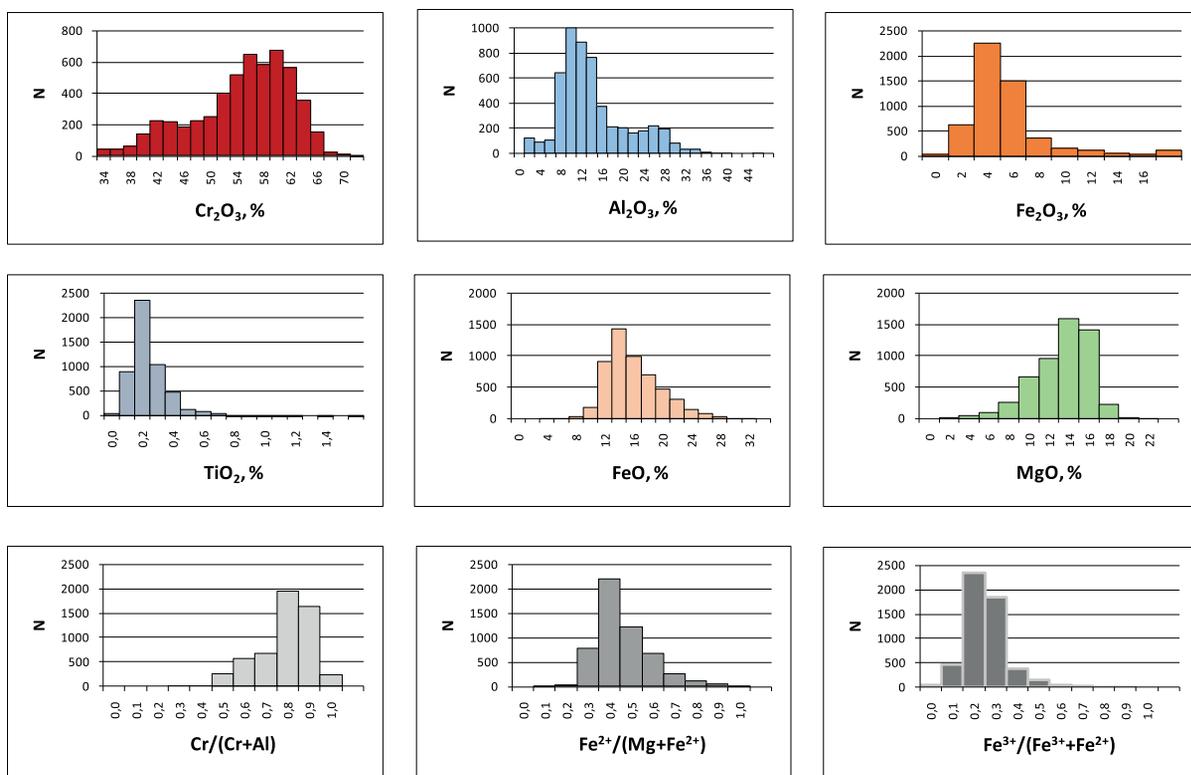


Рис. 2.66. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида альпинотипных массивов

Внутри групп хромшпинелиды подразделяются на первичные и метаморфизованные. Реперными компонентами являются Al_2O_3 и Fe_2O_3 (рис. 2.67). Первый активно выносится из шпинели при хлоритизации руд, второй замещает как хром, так и алюминий при изменившихся окислительно-восстановительных условиях. Красная пунктирная линия на графиках отделяет их друг от друга – к метаморфизованным отнесены шпинели с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 < 5\%$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 10\%$. Граница эта весьма условна, так как для шпинелей разных массивов характерна своя специфика состава.

Для первичных шпинелей обеих групп проявлены значимые отрицательные связи между Cr_2O_3 и Al_2O_3 , причем и те и другие слагают единый тренд с близкими $K_{\text{корр.}}$ -0,91 для глиноземистых шпинелей и -0,77 для хромистых. Положительная связь меж-

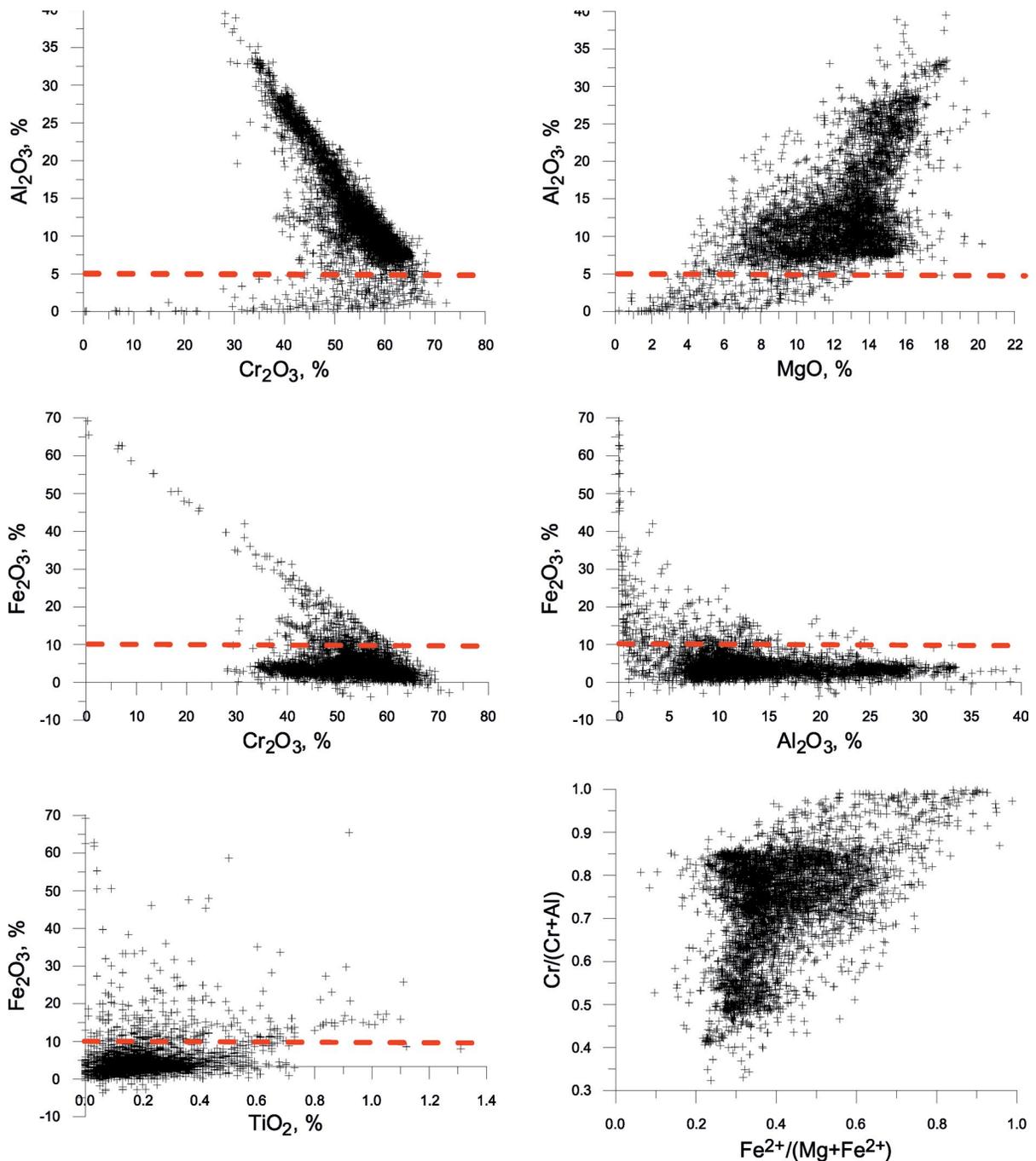


Рис. 2.67. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида альпинотипных массивов

ду Al₂O₃ и MgO характерна и для хромистых, и для глиноземистых шпинелей, но для последних она гораздо сильнее.

Метаморфизованные железистые шпинели слагают обратный тренд между Cr₂O₃-Fe₂O₃, для них характерны самые высокие показатели #Cr и #Fe около единицы (рис. 2.67).

Подавляющая часть первичных рудообразующих хромшпинелидов альпинотипных массивов последовательно без перерывов занимает нижнюю часть области хромита, всю область алюмохромита и верхнюю часть области хромпикотита, располагаясь параллельно оси Cr-Al (рис. 2.68).

Подчиненное количество фигуративных точек располагается в более железистых областях субферрихромита и субферриалюмохромита.

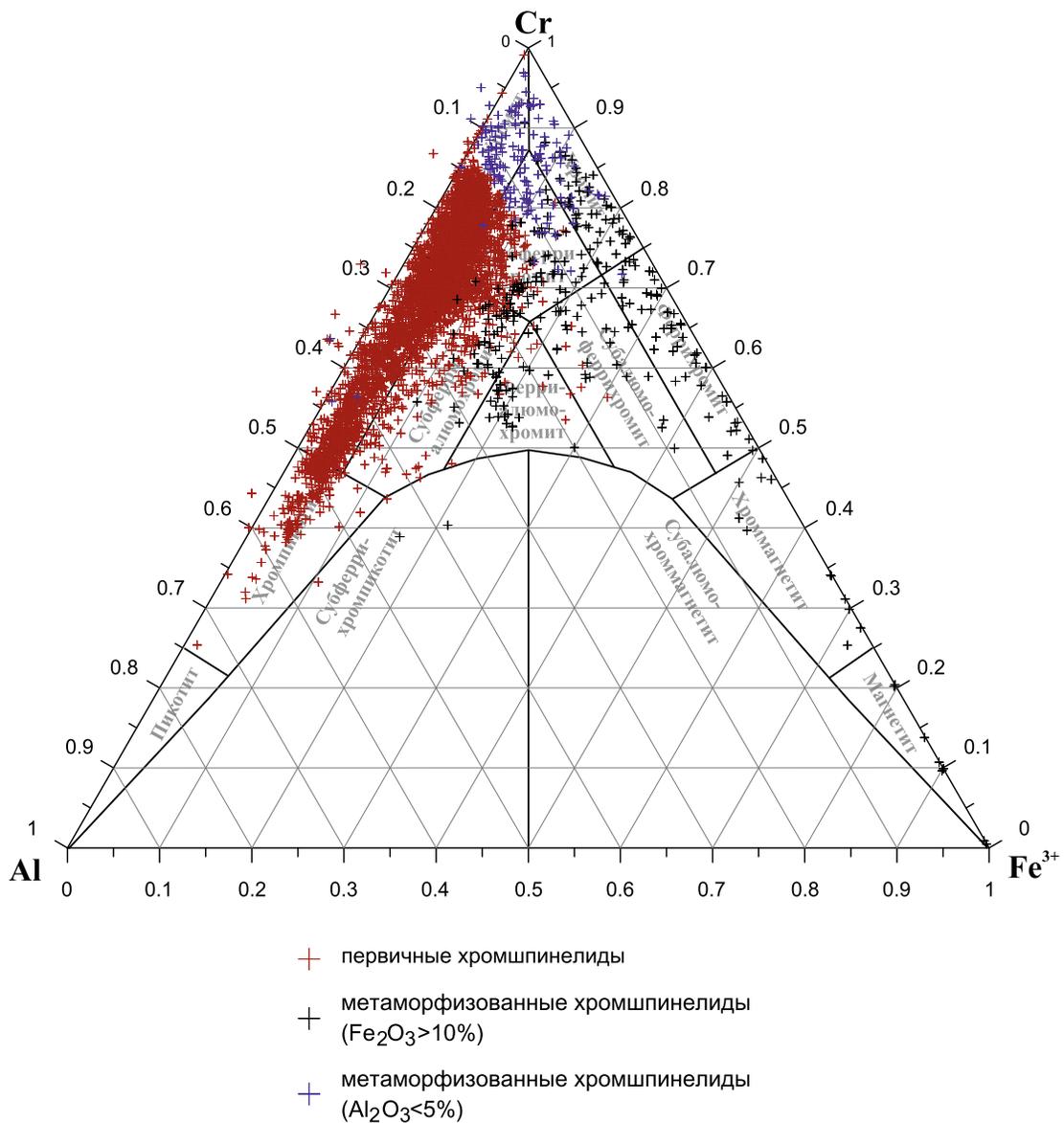


Рис. 2.68. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида альпинотипных массивов

Сложный и многостадийный характер изменения хромшпинелида при метаморфических процессах приводит к кардинальному преобразованию его состава. Эти изменения могут проявляться как в отдельности, так и в совокупности, накладываясь друг на друга.

Метаморфизованные высокохромистые шпинели, претерпевшие изменение в процессе хлоритизации руд с потерей Al₂O₃ до первых процентов и комплементарным обогащением Cr₂O₃ (до 72%!) при постоянном и низком содержании Fe₂O₃, относятся к хромиту, занимая верхнюю половину этой области.

При увеличении потенциала кислорода происходит замещение окисным железом хрома и алюминия, а закисным железом – магния, в результате чего первичные шпинели приобретают железистый состав, располагаясь в ферриобластях.

Проведенный сравнительный анализ первичных рудообразующих хромшпинелидов альпинотипных массивов полностью подтверждает ранее выявленную зависимость их состава от принадлежности к тому или иному структурно-вещественному комплексу.

Таблица 2.4

Модальные значения содержания основных компонентов и типохимических параметров первичных рудообразующих хромшпинелидов альпинотипных массивов

Массив	СВК	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	Fe#	#Fe ³⁺ / Fe _{общ.}	Fe ³⁺ / (Cr+Al+Fe ³⁺)	Cr/ (Cr+Al+Fe ³⁺)	Al/ (Cr+Al+Fe ³⁺)	#Cr
Кемпирсайский	Г	0,29	27,35	37,28	3,93	11,14	15,95	0,279	0,212	0,046	0,450	0,502	0,470
Кемпирсайский	ДГ	0,15	7,93	63,70	2,35	10,80	14,64	0,290	0,160	0,030	0,820	0,150	0,840
Хабарнинский	ДВК	0,36	13,04	53,61	5,11	16,64	11,73	0,431	0,283	0,087	0,658	0,255	0,743
Халиловский	ДГ	0,10	11,45	58,86	3,14	10,71	14,96	0,288	0,197	0,037	0,748	0,215	0,776
Верблюжьегорский	Г	0,15	22,00	47,00	2,30	12,00	15,00	0,300	0,160	0,030	0,570	0,400	0,580
Первомайский	Г	0,29	24,84	42,80	2,72	12,39	15,21	0,315	0,169	0,032	0,520	0,450	0,536
Первомайский	Г-ДГ	0,27	19,07	48,63	2,71	13,21	13,91	0,342	0,156	0,032	0,607	0,355	0,630
Первомайский	ДГ	0,14	10,22	58,61	2,34	13,81	12,40	0,382	0,137	0,029	0,766	0,199	0,795
Восточно-Тагильский	ДГ	0,15	18,00	51,20	2,40	12,20	14,60	0,320	0,140	0,030	0,640	0,330	0,650
Верх-Нейвинский	ДВК	0,14	9,14	63,62	0,00	14,12	12,18	0,394	0,085	0,022	0,833	0,146	0,851
Ключевской	Г	0,25	19,85	47,96	3,53	12,69	14,36	0,330	0,200	0,040	0,600	0,370	0,630
Ключевской	ДГ	0,11	8,75	60,11	2,46	17,71	9,83	0,506	0,120	0,030	0,800	0,170	0,820
Ключевской	ДВК	0,17	10,42	58,11	3,87	13,17	13,19	0,360	0,200	0,050	0,750	0,200	0,790
Олыся-Мусюрский	ДГ	0,09	9,62	57,82	5,25	12,68	13,31	0,350	0,270	0,060	0,750	0,190	0,800
Синотвожский	ДВК	0,15	10,82	56,89	4,42	14,62	12,27	0,400	0,215	0,050	0,740	0,210	0,780
Войкаро-Сыньинский	Г	0,29	26,38	40,79	3,56	13,20	14,84	0,330	0,190	0,040	0,490	0,470	0,520
Войкаро-Сыньинский	ДГ	0,23	12,35	54,79	4,17	14,74	12,74	0,400	0,250	0,050	0,710	0,240	0,740
Войкаро-Сыньинский	ДВК	0,17	8,27	59,18	3,93	15,63	11,48	0,450	0,180	0,050	0,790	0,160	0,840
Рай-Из	ДГ	0,16	11,02	55,92	4,46	13,59	13,06	0,369	0,223	0,054	0,721	0,212	0,776
Сыум-Кей	Г	0,21	27,03	40,44	3,49	13,01	15,07	0,325	0,199	0,039	0,479	0,478	0,500
Сыум-Кей	ДГ	0,21	14,03	52,39	4,31	17,74	10,54	0,485	0,175	0,053	0,678	0,269	0,715
Сыум-Кей	ДВК		6,75	59,81	5,86	14,60	12,17	0,401	0,265	0,073	0,787	0,133	0,856
Калнинский	ДГ	0,13	8,60	59,00	3,50	17,10	10,30	0,480	0,150	0,040	0,790	0,170	0,820
Оспино-Китойский	ДГ	0,05	13,52	56,97	1,21	14,77	12,86	0,390	0,060	0,020	0,720	0,260	0,740
Агардагский	ДГ	0,11	14,00	55,00	2,40	13,20	13,50	0,350	0,140	0,030	0,710	0,260	0,730

Первичные хромшпинелиды рудных объектов, локализованных в одних и тех же структурно-вещественных комплексах рассмотренных массивов, обнаруживают сходство состава и близость типохимических параметров (табл. 2.4, рис. 2.69)

Рудообразующие хромшпинелиды гарцбургитового СВК содержат более высокие концентрации Al_2O_3 , MgO, TiO_2 и менее высокие – Cr_2O_3 по сравнению с хромшпинелидами дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. Для них характерна значимая обратная связь между Cr_2O_3 и Al_2O_3 , прямая связь между Al_2O_3 и MgO и показателями #Cr и #Fe (табл. 2.5, рис. 2.69).

Таблица 2.5

Диапазоны модальных значений основных компонентов первичных рудообразующих хромшпинелидов разных СВК

Компоненты, %	Гарцбургитовый СВК	Дунит-гарцбургитовый СВК	Дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК
TiO_2	0,25-0,29	0,05-0,23	0,14-0,36
Al_2O_3	19-27	8-14	7-13
Cr_2O_3	37-48	52-64	53-64
Fe_2O_3	2-4	1-5	4-6
FeO	11-13	11-17	13-17
MgO	14-16	10-15	12-14
#Cr	0,47-0,63	0,65-0,84	0,74-0,86
#Fe	0,28-0,33	0,29-0,51	0,36-0,45
#Fe ³⁺ /Fe _{общ}	0,16-0,21	0,06-0,27	0,09-0,28

Первичные хромшпинелиды дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК показывают явное сходство в содержании основных компонентов, которые частично или полностью перекрываются. Для них характерно высокое содержание Cr_2O_3 и повышенный показатель #Fe по сравнению со шпинелями гарцбургитового СВК. Для хромшпинелидов обоих СВК характерны отрицательные связи между Cr_2O_3 – Al_2O_3 и Cr_2O_3 - Fe_2O_3 (последняя вовсе не проявлена в шпинелях гарцбургитового СВК). Различия же выражены в отсутствии прямой связи между Al_2O_3 -MgO и показателями #Cr-#Fe в шпинелях дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, характерной как для дунит-гарцбургитового, так и гарцбургитового СВК.

Близость типохимических характеристик рудообразующих хромшпинелидов дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК позволяет предположить их генетическое родство, в отличие от контрастных по составу шпинелей гарцбургитового СВК.

Несмотря на сходство состава и типохимических параметров первичных рудообразующих хромшпинелидов, принадлежащих одним и тем же СВК разных массивов, между ними отмечаются и заметные различия (рис. 2.70, 2.71). Самыми высокохромистыми и низкожелезистыми являются шпинели дунит-гарцбургитового СВК Кемпирсайского массива, а наименее хромистыми – шпинели этого же СВК массива Сьум-Кеу. Диапазон модальных значений Cr_2O_3 и Al_2O_3 между этими крайними фигуративными точками составляет 11,3 и 6,1% соответственно (табл. 2.4). При этом шпинели массива Сьум-Кеу являются одними из самых железистых.

Такие же вариации отмечаются и для хромшпинелидов гарцбургитового СВК. Наиболее глиноземистый и магнезиальный состав представляют шпинели Кемпирсай-

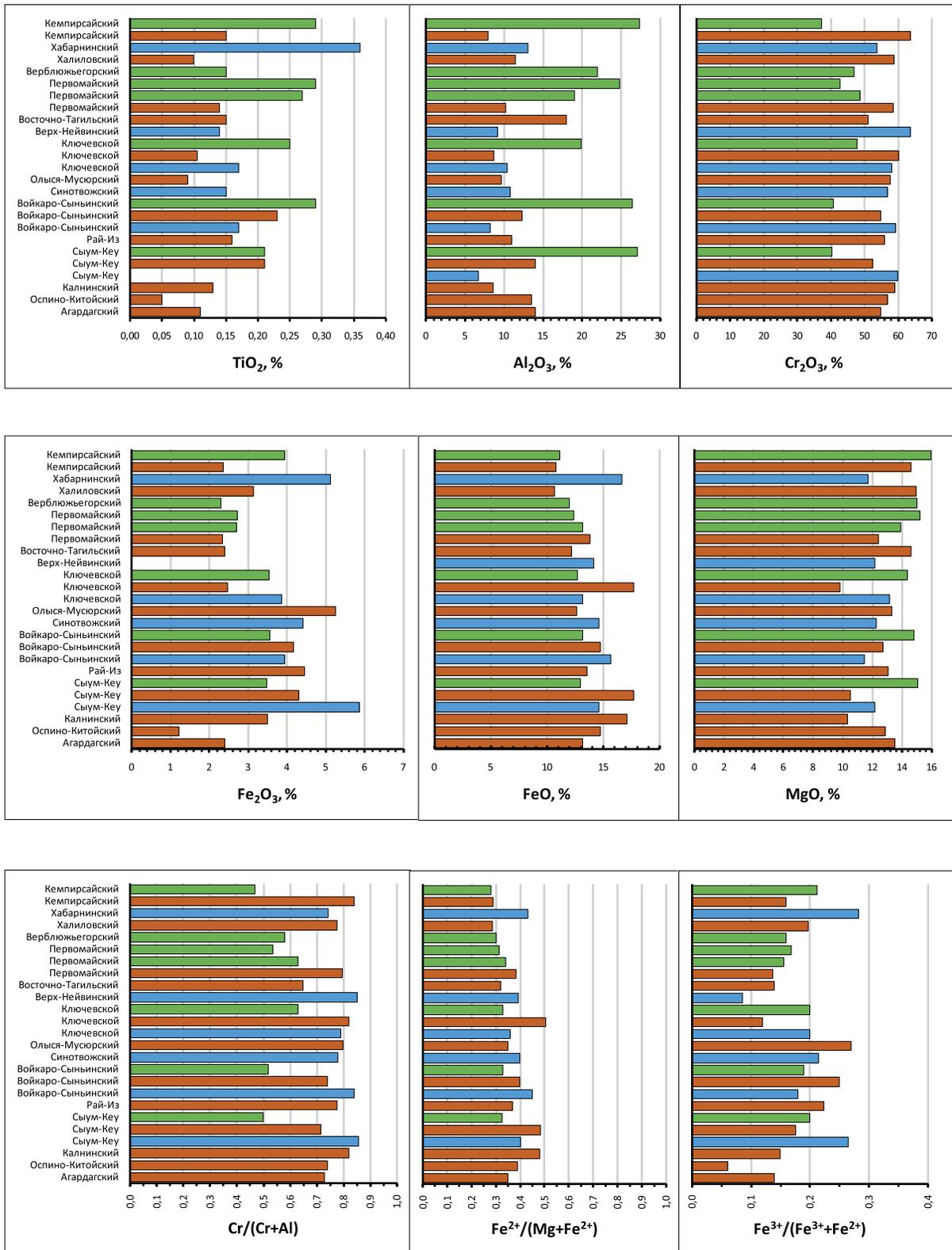


Рис. 2.69. Модальные значения содержания основных компонентов и типохимических параметров первичного рудообразующего хромшпинелида альпинотипных массивов. Зеленые колонки – гарцбургитовый СВК, коричневые – дунит-гарцбургитовый СВК, голубые – дунит-верлит-клинопироксенитовый СВК

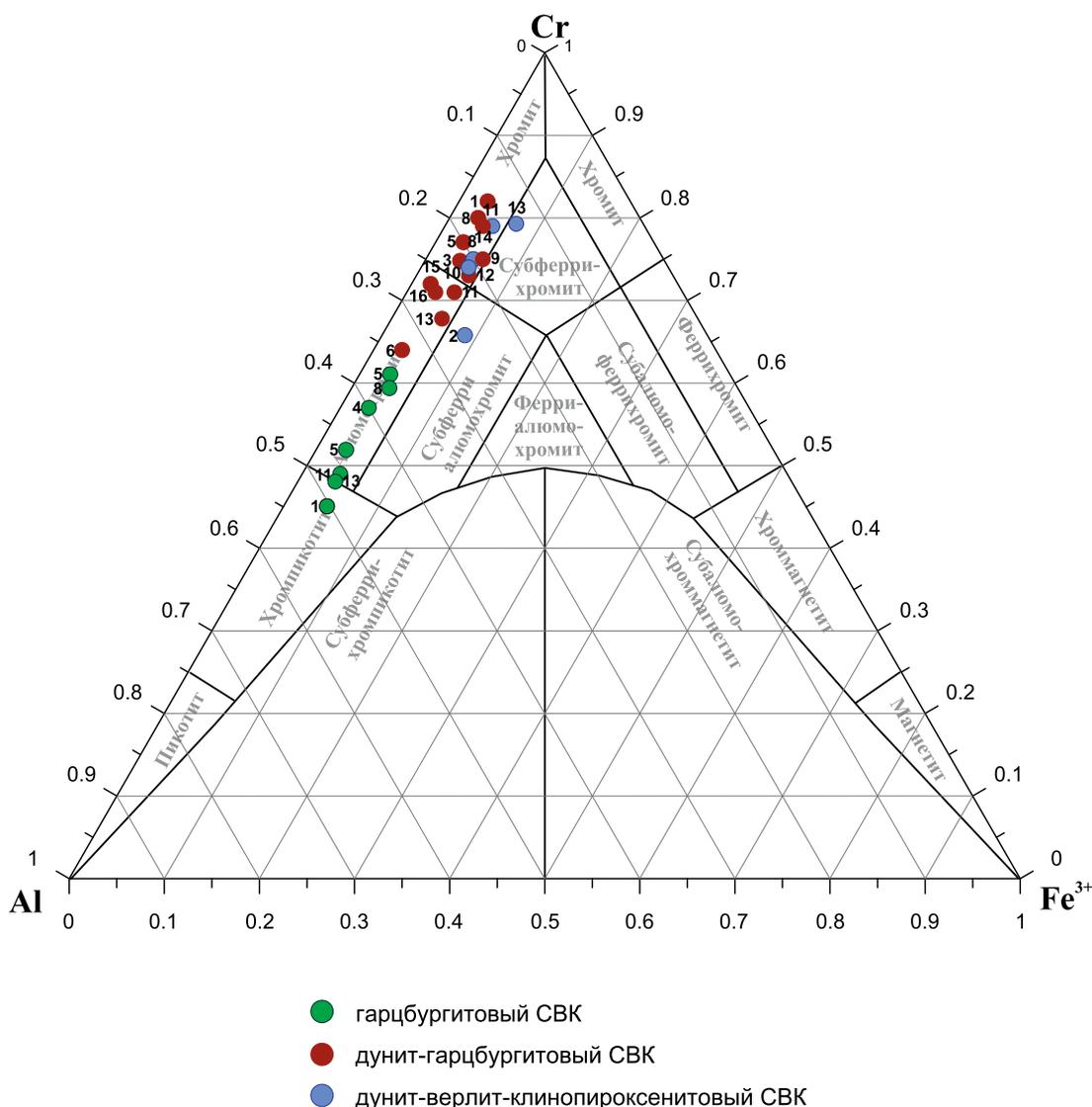


Рис. 2.70. Вариационная диаграмма модальных значений первичного рудообразующего хромшпинелида альпинотипных массивов:

1 – Кемпирсайский; 2 – Хабарнинский; 3 – Халиловский; 4 – Верблюжьегорский; 5 – Первомайский; 6 – Восточно-Тагильский; 7 – Верх-Нейвинский; 8 – Ключевской; 9 – Олыся-Мусюрский; 10 – Синотвожский; 11 – Войкаро-Сыньинский; 12 – Рай-Из; 13 – Сыум-Кей; 14 – Калнинский; 15 – Оспино-Китойский; 16 – Агардагский

ского массива, а наименее глиноземистые и наиболее железистый – шпинели Первомайского и Ключевского массивов. Диапазон модальных значений Cr_2O_3 и Al_2O_3 между этими крайними фигуративными точками составляет 10,7 и 7,5% соответственно (табл. 2.4). Состав хромшпинелидов Восточно-Тагильского массива, отнесенных к дунит-гарцбургитовому СВК, скорее характерен для гарцбургитового СВК.

Хромшпинелиды дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, характеризующиеся ранее как «высокохромистые повышенной железистости» [48], в действительности не отличаются по содержанию Cr_2O_3 от шпинелей дунит-гарцбургитового СВК. Более того, часть из них является самой хромистой из всей выборки (массивы Сыум-Кей и Войкаро-Сыньинский). Что касается «повышенной железистости» шпинелей дунит-верлит-клинопироксенитового СВК, то на данном аналитическом материале она не подтверждается. Показатель $\#Fe$ практически не отличается от такового для шпинелей дунит-гарцбургитового СВК, а в таких массивах как Ключевской, Калнинский

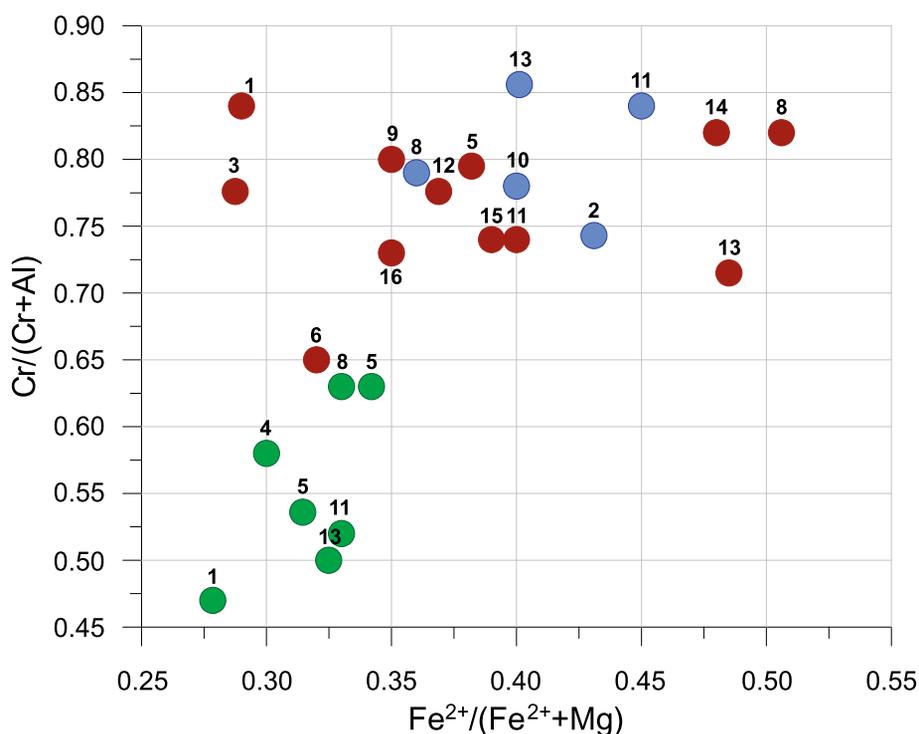


Рис. 2.71. Бинарная диаграмма модальных значений #Fe-#Cr первичного рудообразующего хромшпинелида альпинотипных массивов. Условные обозначения см. на рис. 2.70

и Сьюм-Кеу имеются даже более высокие показатели #Fe (рис. 2.71). Правда, следует отметить, что шпинели ДВК СВК массивов Хабаровинский и Сьюм-Кеу содержат наибольшие концентрации $Fe_2O_3 > 5\%$.

Рудообразующие хромшпинелиды альпинотипных массивов, представленных модальными составами, в большинстве случаев относятся к низкожелезистым (магнезиальным) разностям (#Fe 0,28-0,4). При этом показатель #Cr варьирует в гораздо более широком диапазоне – от 0,47 до 0,85. Большая часть шпинелей гарцбургитового СВК относится к низкохромистым (глиноземистым) низкожелезистым (магнезиальным); дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК – к среднехромистым, а шпинель Главного рудного поля Кемпирсайского массива – к высокохромистым разностям (рис. 2.71).

Среднежелезистые средне-высокохромистые хромшпинелиды относятся как к дунит-гарцбургитовому, так и к дунит-верлит-клинопироксенитовому СВК.

Все разнообразие состава первичных шпинелей альпинотипных массивов определяется, в первую очередь, изоморфизмом $Cr \Leftrightarrow Al$, при практически неизменном содержании Fe^{3+} , что свидетельствует о низком кислородном потенциале среды рудообразования. Кроме того, при переходе от глиноземистых к хромистым шпинелям последовательно уменьшается содержание MgO , компенсируемое увеличением FeO с изоморфизмом $Fe^{2+} \Leftrightarrow Mg$.

Таким образом, широкие колебания состава альпинотипных хромшпинелидов, по-видимому, отражают различия в степени плавления мантийного субстрата и в составе возникающих при этом расплавов. Показатель #Cr, при этом, является надежным индикатором степени плавления – чем больше его величина, тем значительней деплептировано мантийное вещество.

Глава 3. Особенности состава рудообразующего хромшпинелида стратиформных месторождений докембрия

В данной главе рассмотрены особенности типохимизма рудообразующих хромшпинелидов 14 стратиформных интрузий древних платформ, разделенных на три типа по возрасту, положению рудоносных интрузий в структурах щитов, форме, типам макро-расслоенности, рудовмещающим породам, положению оруденения в разрезе и параметрам рудных тел.

К первому типу отнесены Бушвельдский плутон (ЮАР), Великая Дайка (Зимбабве), Бураковско-Аганозерская интрузия и Большая Варака (РФ). Ко второму – интрузии Огненного Кольца (Канада), Кеми (Финляндия), Кампо-Формозо (Бразилия), Стиллуотер, (США), Сарановская и Мончетундровская (РФ). К третьему – Принц (Зимбабве), Сукинда и Наггихалли (Индия).

Разная представительность аналитических данных для отдельных интрузивов (см. табл. 1.1) и неполная характеристика рудных зон затруднила интерпретацию данных по составу рудообразующих хромшпинелидов и позволила получить только общее представление об их химизме.

Бушвельдский плутон (ЮАР)

Геологическое строение

Бушвельдский плутон находится на севере ЮАР, в непосредственной близости от её столицы – г. Претория.

Палеопротерозойская Бушвельдская магматическая провинция расположена в центральной части раннеархейского кратона Каапваал (возраст 3,2–3,1 млрд лет). После стабилизации кратона в позднем архее-раннем протерозое на его территории сформировался крупный внутрикратонный бассейн (мульда), в котором отлагались вулканогенно-осадочные образования супергрупп Витсатерсранд и Трансвааль. В раннем протерозое в центральную часть структуры внедрился уникальный по площади Бушвельдский магматический комплекс, составной частью которого является расслоенный Бушвельдский плутон или «рудный Бушвельд» (в зарубежной литературе Rustenburg Layered Suite). Общая мощность Бушвельдского комплекса по разным оценкам составляет от 8 до 11 км. Возраст плутона – 2050 млн лет.

Бушвельдский плутон общей площадью 65 000 км² большинством исследователей представляется в виде лополита, согласно внедренного во вмещающие вулканогенно-осадочные породы. Состоит из 5 разорванных по латерали серповидных частей (субкомплексов), окаймляющих гранитоиды центральной части. В вертикальном разрезе субкомплексы образуют конус, обращённый вершиной вниз, точнее два конуса, разъединенных в области подводящего канала, но сливающихся на уровне интрузии.

При некоторых различиях в подходе и понимании зональности разными авторами в разрезе интрузии снизу вверх выделяются четыре главные зоны: Нижняя, Критическая, Главная и Верхняя, и в дополнение – маломощная зона приконтактной закалки (рис. 3.1) По латерали они прослеживаются во всех сегментах на протяжении десятков и сотен километров.

Зона приконтактной закалки мощностью в среднем 100–250 м представлена не везде. Сложена она мелкозернистыми норитами, пироксенитами и богатыми оливином кумулатами с многочисленными ксенолитами вмещающих пород.

Нижняя зона, мощностью 1300 м, сложена бронзититами, гарцбургитами, дунитами и двумя маломощными прослоями норитов. Зона разделяется на две подзоны – нижнюю бронзититовую и верхнюю гарцбургитовую. Бронзититовая подзона однородна по составу и на 95–98 % состоит из ортопироксена с интерстициальными плагиоклазом и клинопироксеном. Нижняя часть гарцбургитовой подзоны мощностью от нескольких до десятков метров сложена ритмично переслаивающимися дунитами, гарцбургитами и бронзититами; в верхней части преобладают бронзититы.

Критическая зона, мощностью 930–1500 м, характеризуется тонкой расслоенностью, обусловленной неравномерным соосаждением кумулатов пяти главных минералов: орто- и клинопироксенов, оливина, хромшпинелида и плагиоклаза. Зона включает главные промышленные горизонты хромититов и МПГ (риф Меренского). Нижняя граница зоны определяется по появлению кумулятивного плагиоклаза. Зона разделяется на две подзоны – нижнюю и верхнюю. Нижняя подзона сложена преобладающими плагиоклазовыми бронзититами с прослоями норитов и анортозитов, а также хромититов, расположенных в ее верхней части (нижняя группа LG 1-7). Верхняя подзона представлена ритмично переслаивающимися анортозитами, норитами и плагиоклазовыми бронзититами. К ней приурочены средняя группа хромититов (MG 1-4) на границе нижней и верхней подзон и верхняя группа (UG 1-2) в верхней части Критической зоны (рис. 3.1).

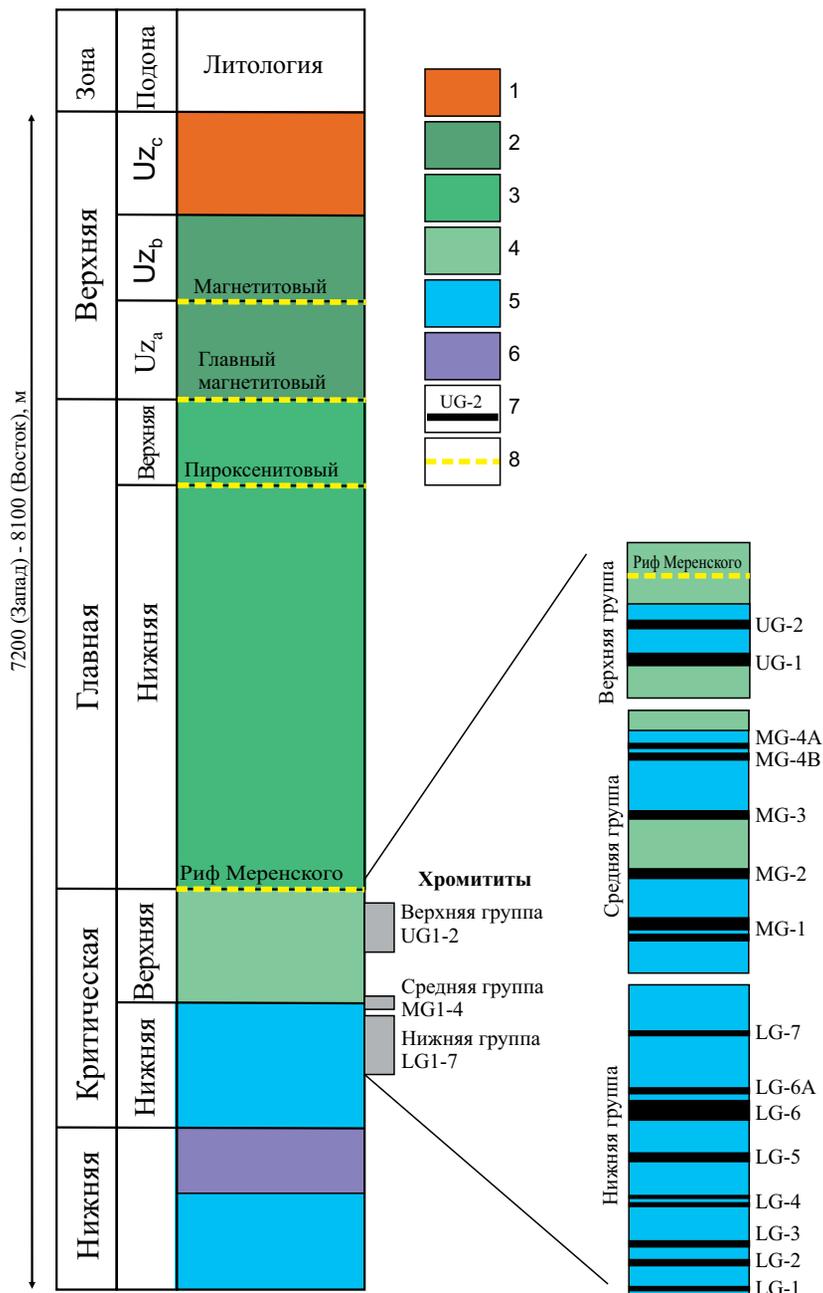


Рис. 3.1. Стратиграфическая колонка Бушвельдского плутона [74] и положение рудных пластов в Критической зоне [64]:

1 – апатитовые диориты; 2 – габбро с подчиненными габброноритами и норитами; 3 – нориты, габбронориты, анортозиты; 4 – ритмичное переслаивание анортозитов, норитов и плагиоклазовых бронзититов; 5 – бронзититы; 6 – гарцбургиты; 7 – рудные пласты и их номера; 8 – маркирующие горизонты

Верхняя граница Критической зоны проводится по кровле пласта крупнозернистого пегматоидного пироксенита, обогащённого сульфидами, и аномально богатого МПГ (риф Меренского).

Главная зона мощностью 4400 м присутствует во всех сегментах комплекса, составляя более половины всей мощности. Она сложена анортозитами, норитами, габброноритами с немногочисленными прослоями габбро и пироксенитов. Главными кумулятивными минералами являются плагиоклаз, орто- и клинопироксены. Хромит и оливин отсутствуют. Зона делится на две подзоны, разделенные маркирующим пироксенитовым горизонтом: нижнюю, представленную норитами, габброноритами и анортозита-

ми, и верхнюю – габбро-норитовую с маркирующим Главным магнетитовым горизонтом мощностью 1,8 м в кровле зоны. Расслоенность в зоне проявлена несравнимо слабее, чем в Критической, лишь местами наблюдаются переслаивающиеся участки пироксеновых и плагиоклазовых кумулатов. Характерной текстурной особенностью пород является магматическая листоватость.

Верхняя зона мощностью 2000 м характеризуется доминирующей ролью габбро и ферродиоритов с подчиненными габброноритами, норитами, анортозитами. Отличительной особенностью зоны в восточной части плутона является наличие около 25 магнетитовых, а также ванадийсодержащих слоев. Главными кумулятивными минералами являются магнетит, железистый оливин и апатит, к которым в нижних слоях присоединяется плагиоклаз. В зоне отмечаются дискордантные пегматитовые породы, секущие расслоенные серии. К ним относятся железистые пегматиты, неплатиноносные магнезиальные дуниты, платиноносные гипербазитовые трубообразные тела (труба Онвервахта); кроме того, выделяются анортозитовые, ортопироксенитовые и др. пегматиты.

Расслоенная структура плутона отражает широкое развитие процессов магматической дифференциации, среди которых большую роль играло гравитационное осаждение кристаллов в остывающей магматической камере. Однако, простая седиментация не может объяснить многие тонкие особенности магматической расслоенности и, в частности, присутствие в ней мономинеральных и исключительно выдержанных слоёв хромитита. Факторы, ответственные за их образование, такие как изменение состава магмы вследствие ассимиляции, увеличение её окисленности, изменение давления и прочие, возможно и имели место, но не могли охватывать весь объём внедрённой магмы и потому непригодны в качестве универсального объяснения. Предполагается, что образование мономинеральных хромититов не обошлось без смешивания разных по составу магматических расплавов, первоначально занимавших обособленные объёмы магматической камеры.

Определения изотопного состава стронция подтвердили предположение о том, что Бушвельдский комплекс образован основной магмой разных типов и разного происхождения. По современным представлениям в нём различаются три магматических ряда:

- производные высокомагнезиального и кремнезёмистого расплава бонинитового типа, которые слагают Нижнюю и Критическую зоны;
- производные глинозёмистого толеитового расплава, образовавшие породы нижней части Главной зоны;
- производные магматических остатков обоих расплавов, к которым при последнем внедрении дополнительно добавился толеитовый расплав островодужного типа, образовав верхи Главной зоны и весь объём Верхней зоны.

Эта исходная неоднородность пород Бушвельдского комплекса отражается в его геохимических и металлогенических особенностях.

Хромитоновость

В Бушвельдском плутоне насчитывается до тридцати пологозалегающих хромититовых слоёв различной мощности – от первых сантиметров до 1,5 м. Большей частью они прослеживаются на всей протяженности нижней части расслоенного комплекса. Маломощные рудные слои встречаются в пироксенит-гарцбургитовой последовательности Базальной зоны на крайнем западе и северо-востоке плутона. Количество слоев в вертикальном разрезе в разных точках Бушвельда может колебаться. В разных сегментах наблюдается значительная латеральная вариация встречаемости

и мощности слоев хромитита. Отдельные слои хромититов непрерывно прослеживаются более чем на 300 км.

Главным местом локализации хромититов является Критическая зона. В её составе выделяются три группы хромититов на трех стратиграфических уровнях – Нижняя (Lower Group), Средняя (Middle Group) и Верхняя (Upper Group) (рис. 3.1). Каждая группа состоит из нескольких слоев и пронумерована от основания вверх.

Нижняя группа (LG) состоит из семи слоёв (LG1-LG7), локализованных в нижней подзоне Критической зоны, сложенной преимущественно ортопироксенитами (бронзититами) с прослоями гарцбургитов. Слои LG1, LG3, LG5, LG6 и LG7 залегают в ортопироксенитах, LG2 и LG4 – в гарцбургитах. Пласт LG6 «Стелпоорт», мощностью 0,8–1,2 м, разрабатывается в разных местах комплекса. Все рудные пласты прослеживаются через весь комплекс.

Среднюю группу (MG) составляют четыре относительно мощных пласта (MG1-MG4) и несколько тонких (до 5 см) прослоев. Пласты MG1 и MG2 (Лидер) залегают в кровле Нижней подзоны Критической зоны: первый среди ортопироксенитов (бронзититов), второй – подстилается бронзититами и перекрывается анортозитами, он же является маркирующим горизонтом между нижней и верхней подзонами Критической зоны. Пласты MG3 и MG4 расположены в подошвенной части верхней подзоны – MG3 залегают в анортозитах, а MG4 – в пироксенитах. Пласты MG разрабатываются преимущественно на западе, где они мощнее и имеют более высокое отношение Cr/Fe.

Верхняя группа (UG) верхней подзоны Критической зоны представлена рудными пластами UG1 и UG2. Пласт UG1 подстилается анортозитами и перекрывается меланоноритами (плагноклазсодержащими ортопироксенитами), пласт UG2 мощностью от 0,6 до 1,5 м залегают в 25-метровом слое плагноклазовых ортопироксенитов среди анортозитов. Хромитовая руда пласта UG2, добываемая на многих рудниках для извлечения платиноидов, непригодна для получения кондиционного феррохрома из-за неблагоприятного отношения Cr/Fe (1,26-1,40).

Вверх по разрезу уменьшается содержание Cr_2O_3 в хромититах: LG6 46-47%; MG 44–46%; UG2 – 43%. Также уменьшается Cr/Fe: LG6 1,5-1,6; MG – 1,35-1,5; UG2 1,26 – 1,4.

Размер зерен хромититов в слоях колеблется от <50 мкм до >2 мм. Интерстициальные минералы представлены ортопироксеном в LG слоях, ортопироксеном и плагноклазом в MG и преимущественно плагноклазом с небольшим количеством ортопироксена в UG. Часто в хромититах отмечается пойкилитовая текстура – в ойкокристаллах пироксена или плагноклаза заключены хорошо ограненные зерна хромита.

Для получения феррохрома на Бушвельде разрабатываются хромититовые пласты LG6, MG1, MG2, которые дают кусковую руду или обогащённый мелкозернистый концентрат с отношением Cr/Fe выше 1,4. Общие запасы превышают 1000 млн тонн.

Обогащённость металлами группы платины хромититов и вмещающих их горных пород Бушвельдского расслоенного комплекса широко известна. Мировое значение имеют два крупнейших стратиформных месторождения платиноидов – Риф Меренского и пласт UG2. В последнем общее содержание металлов группы платины достигает 10 ppm (из них 3,6 ppm Pt, 3,8 ppm Pd, 0,33 ppm Rh, прочие – 2,26 ppm). При мощности пласта 0,6-1,5 м запасы UG2 огромны.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующих хромшпинелидов Бушвельдского плутона представлен 348 зондовыми анализами Нижней группы Критической зоны (LG) [75], из них 63 анализа представляют шпинели рудных прослоев, 31 – пласта LG6 Нижней подзоны

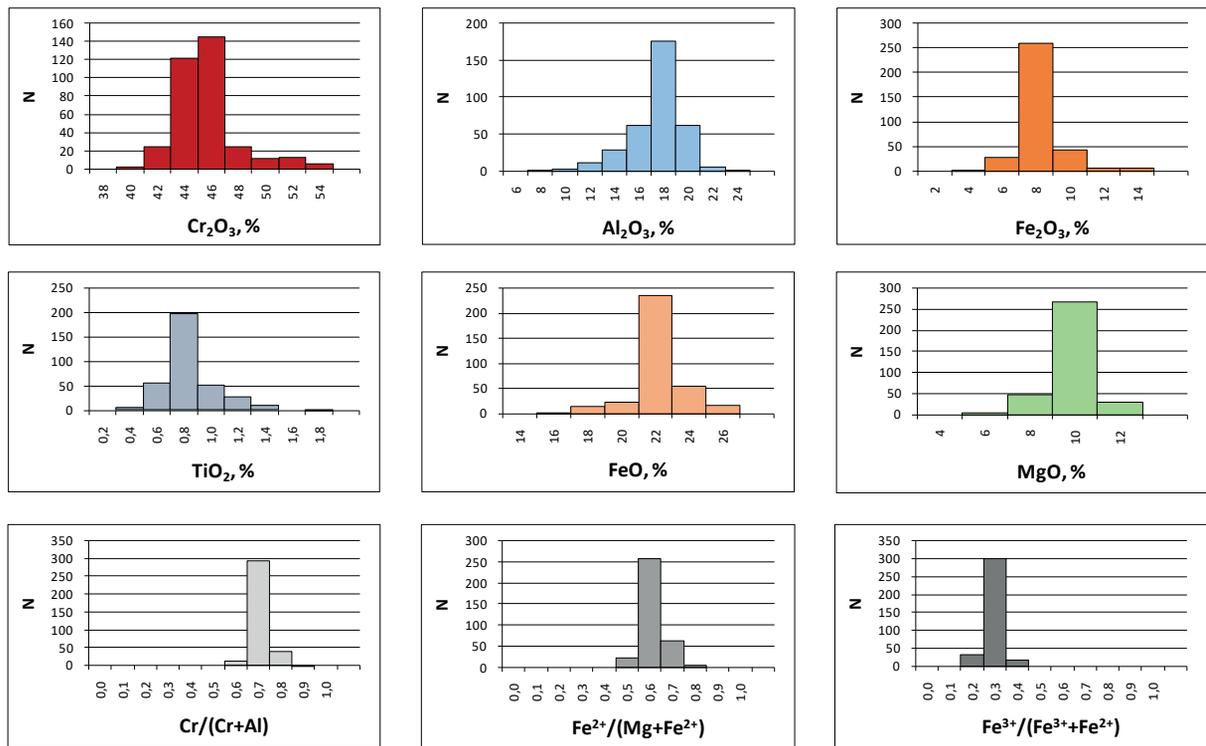


Рис. 3.2. Частотные гистограммы основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Бушвельдского плутона

Критической зоны [69], 254 – пласта UG2 Верхней подзоны Критической зоны [76].

Содержание Cr₂O₃ в хромшпинелиде изменяется от 38 до 54 %, максимальная плотность распределения лежит в интервале 42-46 % (мода 44 %), что составляет >75 % от всех составов (рис. 3.2). Диапазон содержания Al₂O₃ – 6-23 % с модой 17%. Мода Fe₂O₃ – 6,5 % при разбросе от 2 до 14%. Содержание TiO₂ изменяется от 0,2 до 1,8 %, мода 0,75 %. Содержание FeO лежит в диапазоне 14-26 %, мода 22 %. Содержание MgO изменяются от 4 до 12 % с модой 8,5 % (рис. 3.2).

Мода показателя #Cr соответствует 0,63, составляя 84 % от всех анализов. Мода показателя #Fe – 0,59 (74 % от всех анализов). Мода показателя #Fe³⁺/Fe_{общ.} соответствует 0,24, составляя 86 % от всех анализов.

Шпинели пласта UG2 образуют компактные области на бинарных графиках основных компонентов, содержания характеризуются довольно узкими диапазонами, за исключением TiO₂ (рис. 3.3). Содержание Cr₂O₃ 42–45 %, Al₂O₃ 15–19 %, Fe₂O₃ 6–9 %, FeO 20-23%, MgO 7,5–9,5%, TiO₂ 0,5–1,3 %. Эти шпинели, благодаря большому количеству анализов, образуют интервалы с максимальной плотностью распределения всех компонентов (рис. 3.2). Для них характерны значимые отрицательные связи между Cr₂O-Al₂O₃ и Cr₂O-Fe₂O₃, и положительные – между MgO-Al₂O₃.

Хромшпинелиды группы LG, напротив, характеризуются широкими вариациями состава. Они слагают две области – более хромистую и менее хромистую. В первой содержание Cr₂O₃ составляет 47-53 %, во второй – 40,5-43 %; Al₂O₃ 12-14 % и 16-19 % соответственно; Fe₂O₃ 6-9 % (так же, как для шпинелей UG2) и >9 % соответственно; TiO₂ <0,6 % и >0,65 % соответственно; по содержанию FeO и MgO области частично перекрываются, но в целом более хромистые шпинели являются и более магнезиальными. Для более хромистых шпинелей проявлены значимые отрицательные связи между Cr₂O-Al₂O₃, Cr₂O-Fe₂O₃ и MgO-Al₂O₃ и положительные – между TiO₂-Fe₂O₃. Для менее

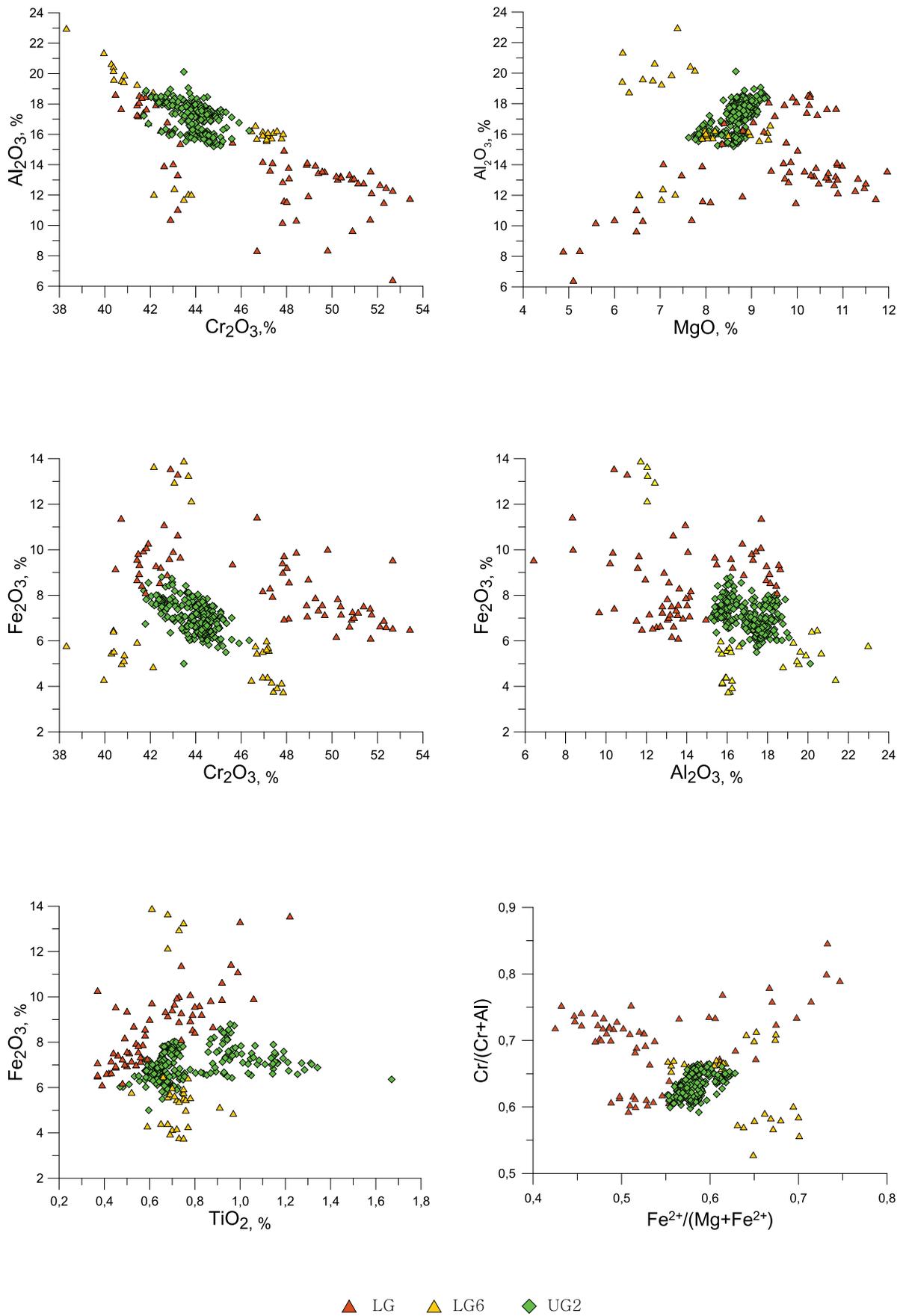


Рис. 3.3. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Бушveldского плутона

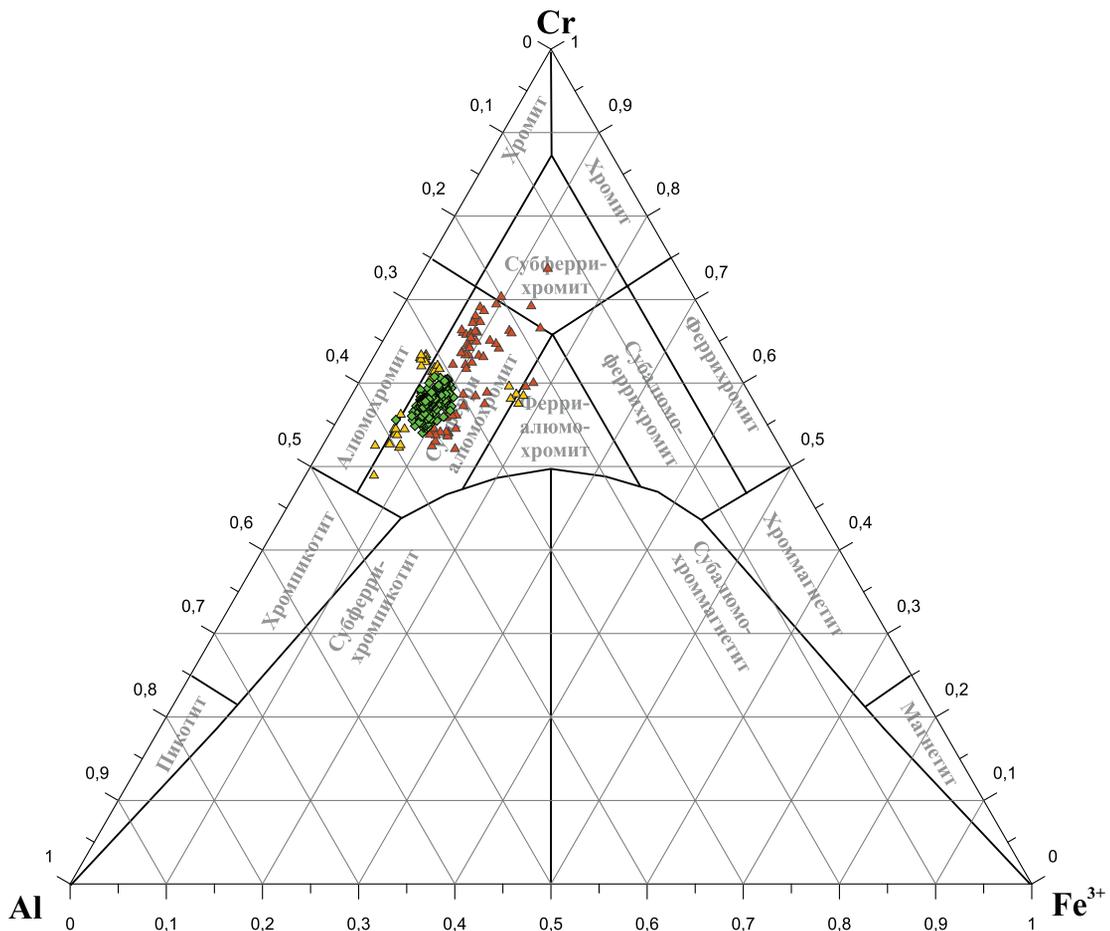


Рис. 3.4. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Бушвельдского плутона. Условные обозначения см. на рис. 3.3

хромистой группы шпинелей также проявлена значимая отрицательная связь между $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$, а для $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ она меняет знак на положительный.

Хромшпинелиды, представляющие только рудный пласт LG6 из нижней группы и представленные наименьшим количеством анализов, слагают три дискретные области. В первой содержание Cr_2O_3 составляет 46,5–48 %, во второй 40–42 %, в третьей 42–44 %; Al_2O_3 около 16 %, 19–21 % и около 12 % соответственно; Fe_2O_3 4–6 %, 5–6,5 % и 12–14 % соответственно; FeO 22–26 %, 20,5–25,5 % и 23,5–24 % соответственно; MgO 8–9,5 %, 6–8 % и 6,5–7,5 % соответственно; содержание TiO_2 для всех групп составляет 0,6–0,8 %.

Многочисленными исследованиями состава рудообразующего хромшпинелида Бушвельда было установлено, что вверх по разрезу Критической зоны происходит падение содержания хрома и магния и увеличение закисного железа и алюминия.

Шпинели рудных пластов группы LG являются более хромистыми и магниальными по сравнению со шпинелями верхней группы UG2 при примерно одинаковых содержаниях окисного железа (рис. 3.3), хотя в рудном пласте LG6 зафиксировано содержание Al_2O_3 , превышающее таковое в хромшпинелидах из пласта UG2.

Хромшпинелиды, представляющие нижнюю и верхнюю рудные группы, относятся к субферриалюмохромиту. Шпинели пласта UG2 верхней группы заняли его центральную часть, тяготея к границе с алюмохромитом. Более хромистые шпинели группы LG заняли верхнюю, а менее хромистые и более железистые – среднюю часть области.

Шпинели, представляющие рудный пласт LG6 из нижней зоны хромитов, локализованы на границе алюмохромита-субферриалюмохромита и субферриалюмохромита-ферриалюмохромита (рис. 3.4).

Выводы

Рудообразующий хромшпинелид Бушвельдского плутона представлен среднехромистыми среднежелезистыми разностями (мода #Cr 0,63; мода #Fe 0,6) с повышенным содержанием TiO_2 (мода 0,75 %) и Fe_2O_3 (мода 7,5 %). Подавляющая часть шпинелей относится к субферриалюмохромиту.

Бураковско-Аганозерская интрузия (Республика Карелия)

Геологическое строение

Бураковско-Аганозерская интрузия расположена в Пудожском районе Республики Карелия в 40 км к северо-западу от г. Пудож и в 30 км к востоку от Онежского озера.

Интрузия площадью 620 км² имеет лополитообразную, овальную в плане форму. Длина составляет 50 км, ширина 13-17 км, мощность до 6-6,5 км. С северо-востока на юго-запад выделяются три блока: Аганозерский с Аганозерским месторождением хромитов (Главный хромитовый горизонт – ГХГ); Шалозерский с Шалозерским месторождением (Шалозерский хромитовый горизонт – ШХГ) и Бураковский (рис. 3.5). В строении Аганозерского блока преобладают гипербазиты, в Шалозерском и Бураковском – базиты. Вмещающими породами являются нижнеархейские тоналитовые гнейсо-граниты и амфиболиты. Возраст интрузии – 2450 млн лет.

В вертикальном разрезе выделяют краевую и расслоенную серии. Породы краевой серии суммарной мощностью до 200 м представлены перидотитами, пироксенитами, габбро-норитами и породами зоны закалки [9].

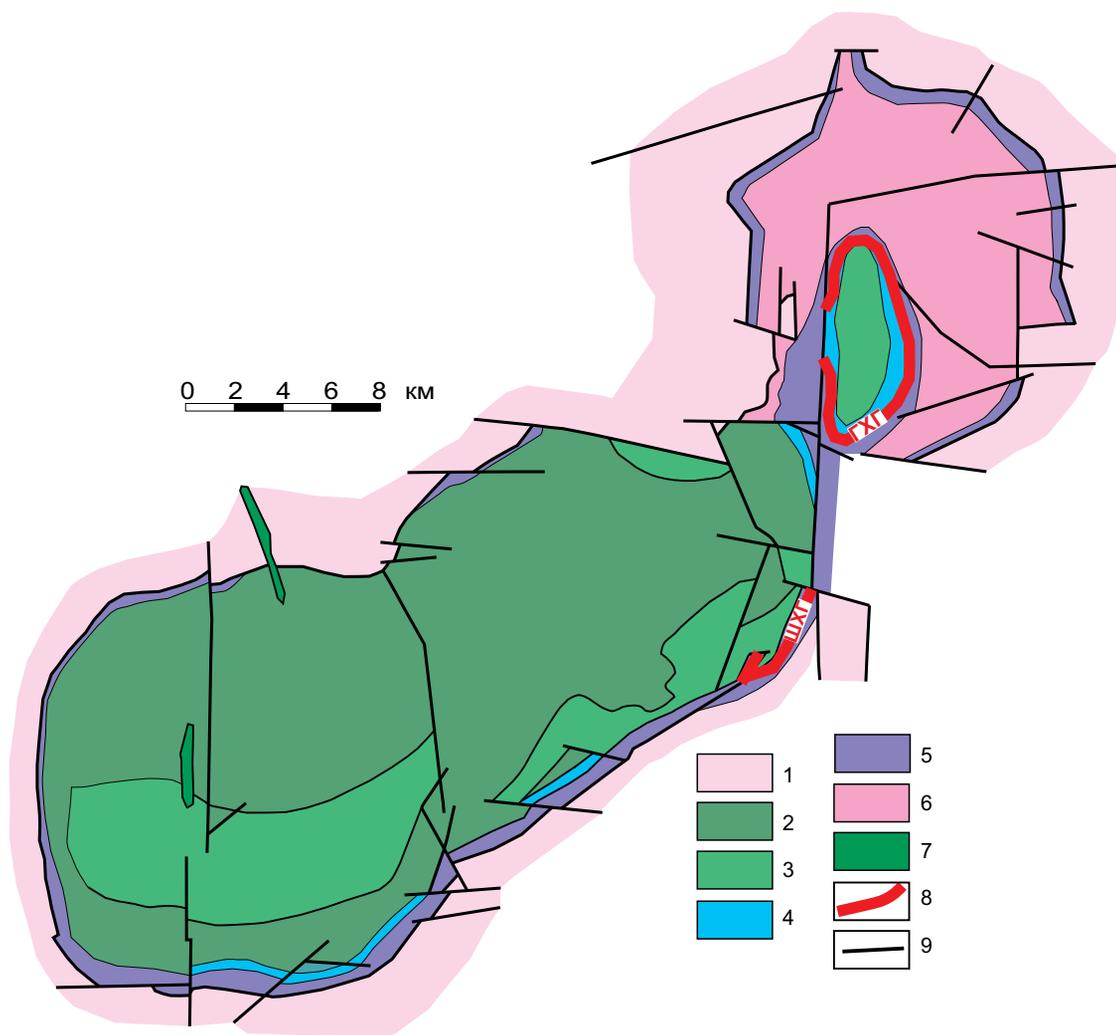


Рис. 3.5. Схематическая геологическая карта Бураковско-Аганозерской интрузии [9]:

- 1 – гнейсо-граниты, амфиболиты; 2 – феррогаббронориты; 3 – габбронориты, пироксениты; 4 – пироксениты; 5 – перидотиты; 6 – дуниты; 7 – габбро-диабазы; 8 – хромитовые горизонты: ГХГ – Главный, ШХГ – Шалозерский; 9 – разломы

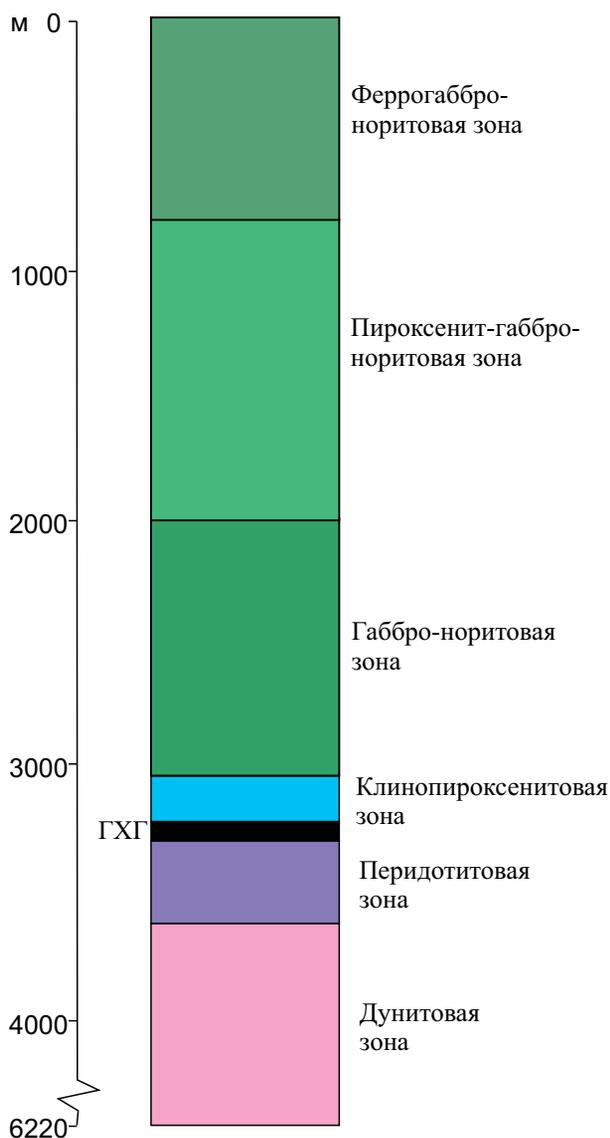


Рис. 3.6. Схематический геологический разрез Бураковско-Аганозерской интрузии

Расслоенная серия снизу вверх подразделяется на шесть зон: дунитовая и перидотитовая зоны суммарной мощностью 3000-4200 м, клинопироксенитовая – 200-260 м, габбро-норитовая – 560-960 м, пироксенит-габброноритовая – 740 м, феррогабброноритовая – 800 м (рис. 3.6).

Дуниты и перидотиты сильно серпентинизированы. Клинопироксенитовая зона сложена верлитами, вебстеритами, орто- и клинопироксенитами, часто содержащими оливин. Габбро-норитовая зона делится на полосчатую и верхнюю подзоны. Полосчатая сложена ритмично переслаивающимися габбро-норитами, норитами, габбро и анортозитами; верхняя – массивными габбро-норитами. Выше расположены зоны пироксенит-габброноритовая и феррогабброноритовая. В Аганозерском блоке разрез завершается габброноритовой зоной.

В Шалозерском и Бураковском блоках широко распространены жильные породы, представленные микрогаббро-норитами, габбронорит-пегматитами, гранофирами и плагиоклаз-микроклиновыми гранитами мощностью от первых до нескольких десятков метров. В Аганозерском блоке жильные породы развиты ограниченно.

Структура Аганозерского блока осложнена разрывными нарушениями субмеридиональной, северо-западной и северо-восточной ориентировки.

Хромитоновость

Хромовое оруденение Аганозерского блока локализовано в перидотитовой зоне и представлено четырьмя хромитовыми телами пластообразной формы, в том числе Главным хромитовым горизонтом (ГХГ), залегающим в кровле зоны на границе с клинопироксенитовой (рис. 3.6).

ГХГ образует синформу, вытянутую в меридиональном направлении на 8,5 км при ширине до 3,6 км с падением пласта к центру структуры под углами 11-33° в южной, северной и западной частях месторождения и 30-53° – в восточной и юго-восточной. Протяженность пласта – 15 км, мощность варьирует от 1,8 до 5,3 м, в среднем составляя 3,46 м. Отмечается увеличение мощности по падению и простирацию (с севера на юг). Внутреннее строение ГХГ усложняется маломощными прослоями и линзами верлитов, реже клинопироксенитов.

Разломами взбросо-сдвигового типа синформа разделена на несколько тектонических блоков с вертикальной амплитудой смещения относительно друг друга от 20 до 170 м.

В подошве пласта залегают серпентинизированные перидотиты – верлиты, реже лерцолиты и гарцбургиты, в кровле – оливиновые плагиопироксениты, реже верлиты. Контакты рудного тела с вмещающими породами постепенные, через маломощные прослои гипербазитов с повышенной вкрапленностью хромшпинелида. В вертикальном разрезе выделяются два типа руд: редковкрапленные (до 15 % Cr_2O_3) и средневкрапленные (15,1-37,7 % Cr_2O_3). Первые мощностью до 1 м слагают кровлю и подошву ГХГ, вторые – центральную и приподошвенную части. Нижние хромитовые слои мощностью от 0,13 до 0,9 м залегают в маломощных дунитовых горизонтах среди пойкилитовых перидотитов в 120-200 м ниже ГХГ.

Хромовые руды ГХГ представлены оливин-пироксен-хромитовыми кумулатами с переменным содержанием минералов. Они состоят из ранних кумулатов оливина и хромшпинелида, заключенных в крупные (до 5 см) пойкилитовые кристаллы интеркумулусного клинопироксена (диопсида). На участках, не содержащих клинопироксен, обычно в приподошвенной части рудного пласта, развиты оливин-хромитовые, реже хромитовые кумулаты. Второстепенные минералы представлены ортопироксеном, плагиоклазом, амфиболом; акцессорные – пиритом, халькопиритом, пентландитом, МПГ.

Важными текстурно-структурными особенностями хромовых руд являются тонко-мелкозернистая структура и наличие двух позиций хромшпинелида – ХР-I и ХР-II. ХР-I образует идиоморфную, субидиоморфную тонкозернистую (0,09-0,3мм) пойкилитовую вкрапленность в диопсиде; ХР-II развит в интерстициях клинопироксена и оливина в виде прожилков, гнезд и линз.

Хромовое оруденение Шалозерского блока представлено Шалозерским хромитовым горизонтом (ШХГ), являющимся полным аналогом ГХГ по положению в разрезе интрузии. Он залегает в кровле перидотитовой зоны на границе с породами пироксенитовой зоны.

ШХГ образует пластовую залежь, падающую к центру блока под углами 12-25° в северной части, 30-45° – центральной и 20° – в южной части. Его протяженность по простиранию составляет около 26 км, истинная мощность при бортовом содержании Cr_2O_3 5 % изменяется от 1,3 м до 7,7 м, составляя в среднем 4,0 м.

В подошве рудного пласта развиты пойкилитовые серпентинизированные лерцолиты, реже верлиты, в кровле – плагиоклазовые вебстериты, часто с оливином (3-5 %). Верхний и нижний контакты постепенные.

Руды ШХГ представляют собой оливин-двупироксен-хромитовые кумулаты с переменным содержанием этих минералов. В качестве второстепенных минералов присутствуют плагиоклаз, флогопит, амфибол; акцессорные представлены халькопиритом и пиритом. Идиоморфный и субидиоморфный хромшпинелид размером 0,01-0,25 мм образует пойкилитовую вкрапленность в пироксене и плагиоклазе, более крупные зерна размером 0,03-0,36 мм развиты в интерстициях силикатов. Для пород рудного пласта характерны интенсивно проявленная трещиноватость, оталькование, серпентинизация и карбонатинизация. По содержанию Cr_2O_3 руды относятся к бедным. Средневзвешенное содержание Cr_2O_3 в редковкрапленных рудах составляет 10,51 %, в средневкрапленных – 18,53 %.

Попутными компонентами хромовых руд являются платина, палладий и золото, среднее содержание которых составляет соответственно 0,046, 0,01 и 0,051 г/т.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида ГХГ представлен 84 анализами, ШХГ – 37 анализами [12].

Диапазоны содержания основных компонентов рудообразующих хромшпинелидов Бураковско-Аганозерской интрузии (ГХГ и ШХГ) составляют: Cr_2O_3 35-55%; Al_2O_3 и Fe_2O_3 6-18%; MgO 4-12%; FeO 16-28%; TiO_2 0,4-2%. Показатель #Cr изменяется в интервале 0,6-0,9; показатель #Fe – 0,4-0,8; показатель $\#\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ – 0,2-0,4 (рис. 3.7).

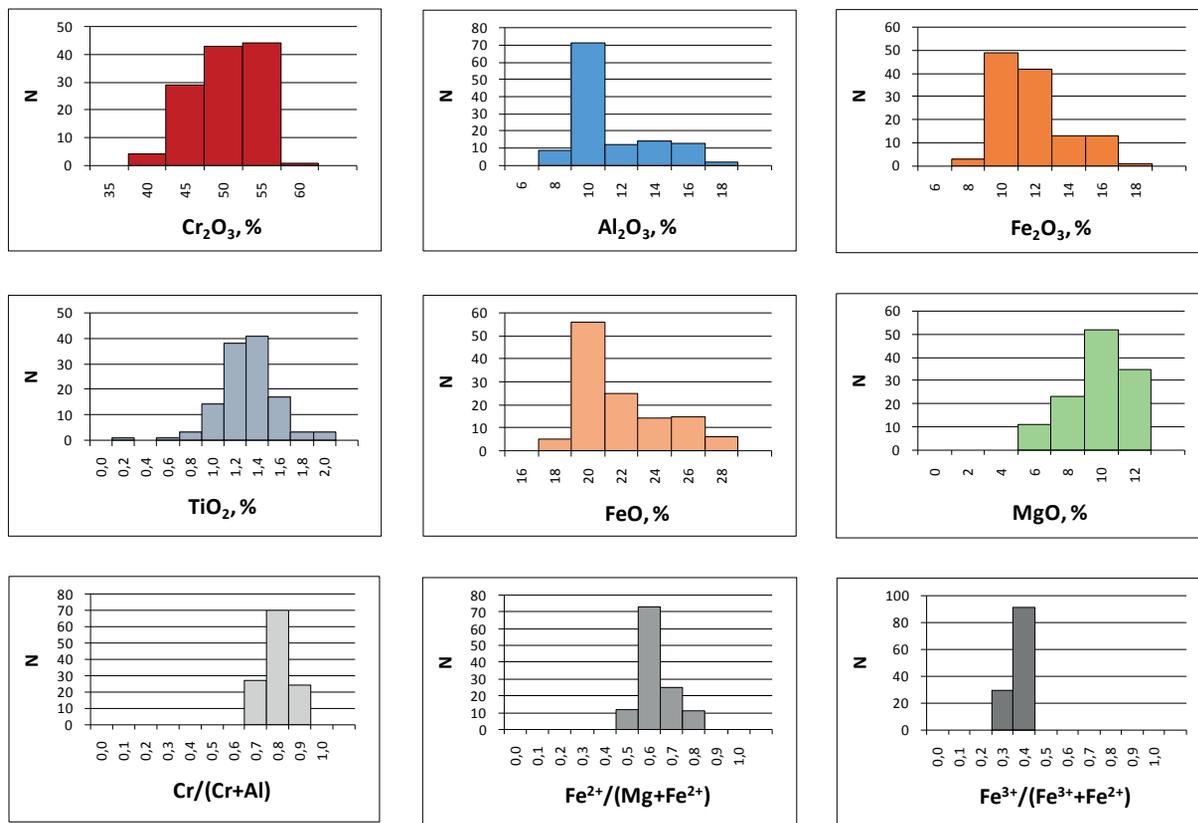


Рис. 3.7. Частотные гистограммы основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Бураковско-Аганозерской интрузии

Хромшпинелиды ГХГ являются более хромистыми по сравнению с хромшпинелидами ШХГ. Содержание Cr_2O_3 для первых составляет 43-56%, для вторых – 38-47%, а содержание Al_2O_3 – 7-10 и 11-16% соответственно (рис. 3.8). Эти компоненты образуют между собой отрицательную связь с пологим трендом для хромшпинелидов ГХГ и более крутым для хромшпинелидов ШХГ. Шпинели ШХГ, располагающиеся вне основного тренда, относятся к железистым разностям. Отличаются они и по содержанию TiO_2 – более титанистыми, в целом, являются шпинели ШХГ.

Для шпинелей обоих рудных горизонтов характерны аномально высокие, равные по диапазону содержания Fe_2O_3 от 8 до 16% и высокий показатель $\#\text{Fe}^{3+}$ с модой 0,3-0,4, свидетельствующие о высоком потенциале кислорода в процессе рудообразования.

Диапазоны содержаний MgO и FeO совпадают – 5-11%, при этом и те и другие слагают компактные поля в районе 9-11%, а шлейф значений <9% относится к железистым разностям.

Между Fe_2O_3 , с одной стороны, и Cr_2O_3 и Al_2O_3 – с другой устанавливаются значимые отрицательные связи для обоих рудных горизонтов (рис. 3.8).

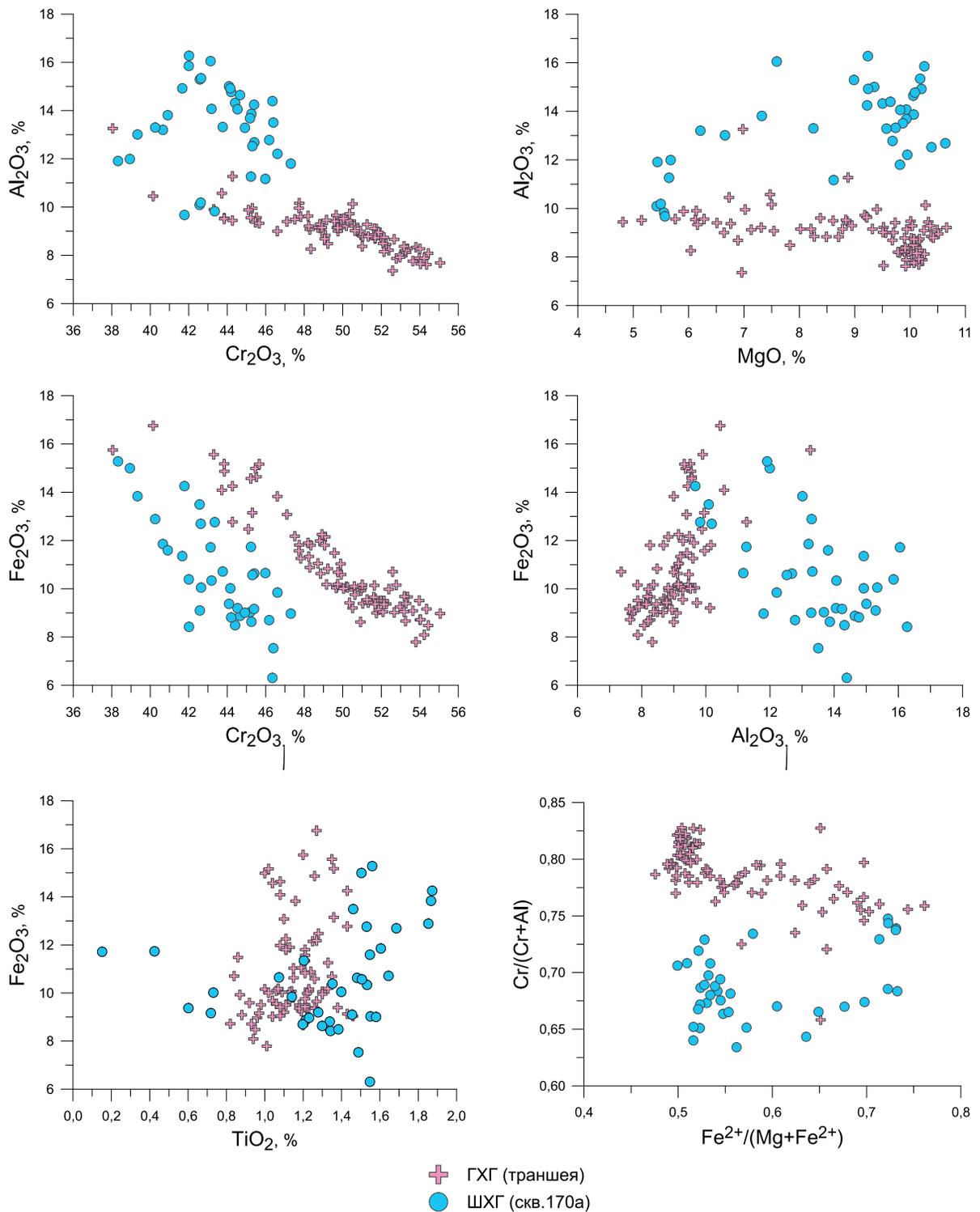


Рис. 3.8. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской интрузии

Для шпинелей ГХГ выявлена положительная связь между Fe_2O_3 и Al_2O_3 ($K_{корр.} 0,64$), в то время как для шпинелей ШХГ она имеет отрицательный знак ($K_{корр.} -0,56$).

Наиболее отчетливо разница в составах шпинелей обоих рудных горизонтов проявлена на графике #Cr-#Fe (рис. 3.8). Обе группы образуют дискретные поля – более хромистые для хромшпинелидов ГХГ (#Cr 0,75-0,82) и менее хромистые для ШХГ (#Cr 0,64-0,72). Диапазоны значений #Fe практически совпадают.

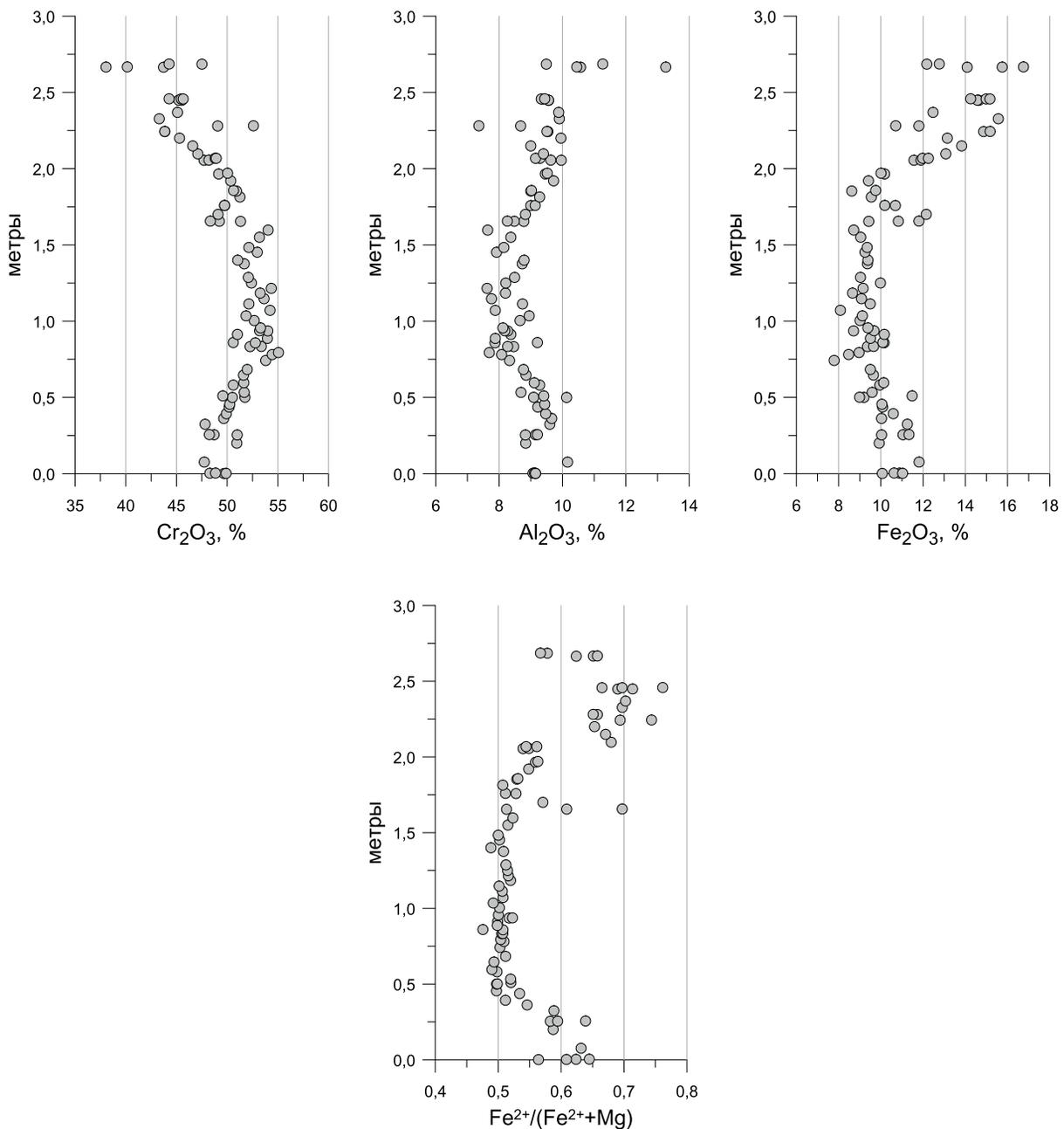


Рис. 3.9. Зональное распределение состава рудообразующего хромшпинелида ГХГ

В вертикальном разрезе ГХГ проявлено зонально-симметричное распределение состава рудообразующего хромшпинелида (рис. 3.9).

Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах центральной части горизонта, сложенной средневкрапленной рудой, составляет 50–55 %, а в приподошвенной и прикровлевой частях, сложенных редковкрапленными рудами, оно падает до 47 и 43 % соответственно. Содержание Al_2O_3 , напротив, увеличивается от центра к периферии рудного горизонта, одновременно в этом же направлении увеличивается содержание Fe_2O_3 и FeO и падает содержание MgO . Такое изменение состава шпинели ГХГ по вертикали обусловлено разным количеством рудного хромшпинелида (густота вкрапленности) и разным набором силикатных минералов, слагающих руду.

Наиболее железистый состав ($\#Fe$ 0,66–0,76) с высоким содержанием окисного железа (>14 %) характерен для краев зерен хромшпинелида.

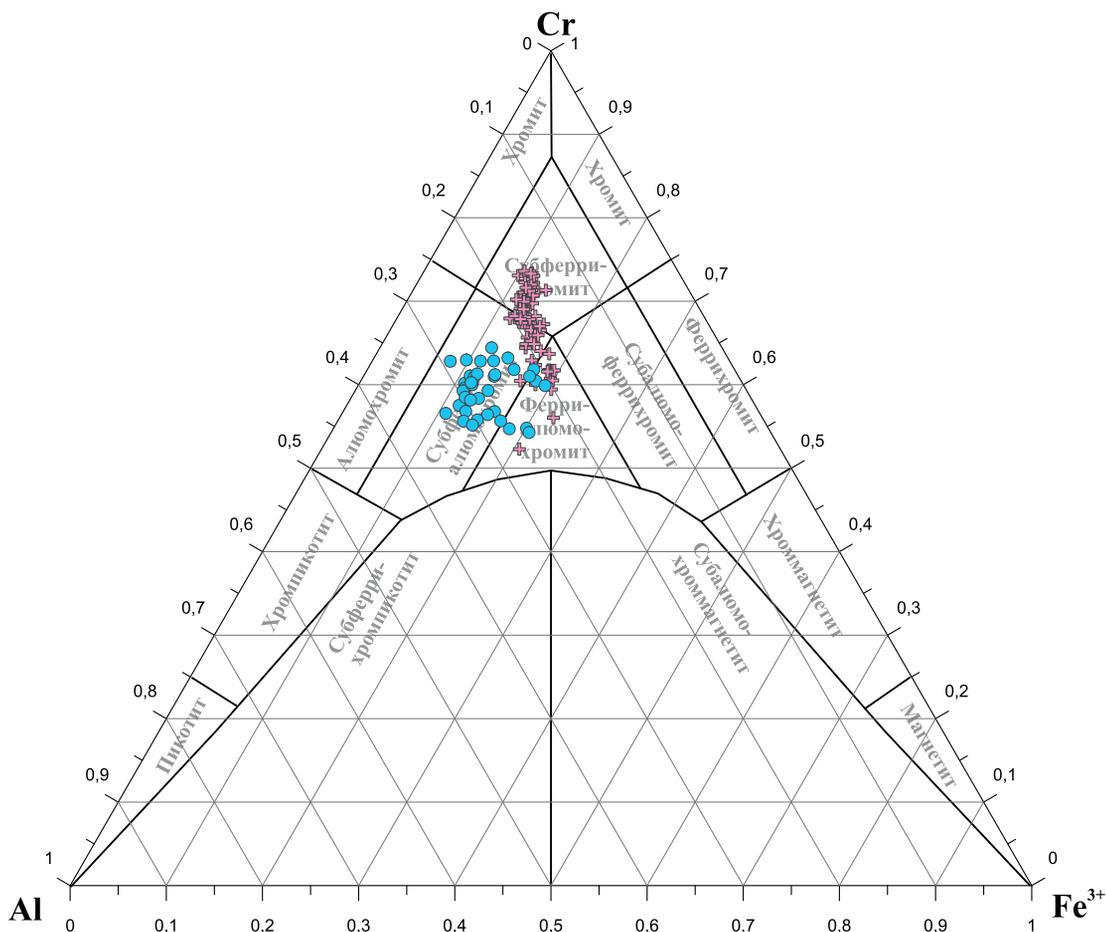


Рис. 3.10. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Бураковско-Аганозерской интрузии. Условные обозначения см. на рис. 3.8

Хромшпинелиды из центральной части ГХГ, сложенной средневкрапленной рудой, относятся к субферрихромиту, из приподошвенной и прикровлевой – к субферриаллюмохромиту, краевые метаморфизованные части зерен – к ферриаллюмохромиту.

Подавляющая часть хромшпинелидов ШХГ занимает центральную область субферриаллюмохромита, единичные – относятся к ферриаллюмохромиту (рис. 3.10).

Выводы

Для рудообразующих хромшпинелидов Бураковско-Аганозерской интрузии характерно anomalно высокое содержание Fe_2O_3 (мода 8–12%), TiO_2 (мода 1,0–1,4%) и низкое – Al_2O_3 (мода 8–10%) Значительный показатель $\#Fe^{3+}/Fe_{общ.}$ (мода 0,3–0,4) свидетельствует о высоком потенциале кислорода в процессе рудообразования.

Рудообразующая шпинель ГХГ является более хромистой и менее титанистой по сравнению с таковой из ШХГ при близком диапазоне содержаний окисного и закисного железа и магния.

Зонально-симметричное распределение состава рудообразующего хромшпинелида по вертикали в ГХГ обусловлено разным количеством рудного хромшпинелида (густота вкрапленности) и разным набором силикатных минералов, слагающих руду.

Значимо различающиеся содержания основных компонентов в шпинелях ГХГ и ШХГ, а также различный характер связи между ними позволяет сделать предположение о разных источниках расплава, генерирующего руду.

Инtruзия Большая Варака (Мурманская область)

Геологическое строение

Инtruзия Большая Варака расположена в Апатитском районе Мурманской области, в 12 км к югу от г. Апатиты. Она входит в состав Умбареченского комплекса расслоенных инtruзий перидотит-пироксенит-габброноритовой рудоносной формации, локализованных в пределах позднеархейско-раннепротерозойского прогиба в области сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков. Вмещающие породы представлены верхнеархейскими кристаллосланцами.

Инtruзия имеет форму вытянутого в субширотном направлении овала длиной 5,7 км со средней шириной 1,4 км. В продольном разрезе для нее характерна корытообразная форма, осложненная четырьмя прогибами-мульдами с подошвой на глубине 270–490 м, разделенными килевидными выступами с флексуобразными изгибами бортов. В поперечных разрезах форма инtruзии мульдообразная, асимметричная, залегание пород характеризуется центриклинально-встречным падением к наиболее погруженной осевой части. Породы северного крыла залегают субсогласно с вмещающими кристаллосланцами и полого падают на юг под углами 5–15°, южный контакт тектонический, с крутым падением (40–60°) на север. Породы инtruзии разбиты нарушениями широтного и северо-восточного простирания (рис. 3.11). Возраст по Sm-Nd отношению определен как раннепротерозойский (2444±71 млн лет).

В разрезе инtruзии снизу вверх выделены три зоны, различающиеся по составу пород и степени их дифференцированности:

– Приподошвенная зона мощностью до 300 м, сложена плагиопироксенитами и мезократовыми габброноритами;

– Нижняя расслоенная зона мощностью от 100 до 150 м, сложена габбро, меланократовыми и мезо-меланократовыми габброноритами и норитами, плагиопироксенитами. К этой зоне приурочено четыре горизонта хромовых руд;

– Главная зона мощностью до 300 м сложена мезократовыми габброноритами.

В пределах инtruзии установлены многочисленные дайки ультраосновных пород щелочного ряда.

Хромитоносность

Хромовое оруденение приурочено к Нижней расслоенной зоне инtruзии, где выделены четыре рудных горизонта Cr₁, Cr₂, Cr₃, Cr₄ (рис. 3.11). Хромитовые горизонты залегают согласно с вмещающими породами и характеризуются в северном крыле пологим падением на юг (под углами 5–15°, на локальных участках – 0–5°), субгоризонтальным залеганием в примульдовых частях и наиболее крутым падением (30–40°) в южном крыле. В северном крыле хромитовые горизонты выходят на поверхность или под маломощный чехол рыхлых отложений, в южном крыле нижняя хромитоносная зона перекрыта габбро-норитами Главной зоны.

Рудные горизонты пластообразной формы прослежены по простиранию на 1000–5000 м. Расстояние между слоями составляет от 5–10 до 60 м. Руды тонко-мелкозернистые, равномерновкрапленные, средний размер зерен хромшпинелидов 0,07 мм.

Текстура руд массивная, реже такситовая или полосчатая. Рудные минералы представлены хромитом (30–70%), нерудные – амфиболом (20–60%), пироксеном и плагиоклазом. Нижний контакт преимущественно резкий, верхний – часто расплывчатый, с постепенным уменьшением содержания хромшпинелида вверх по разрезу рудного горизонта.

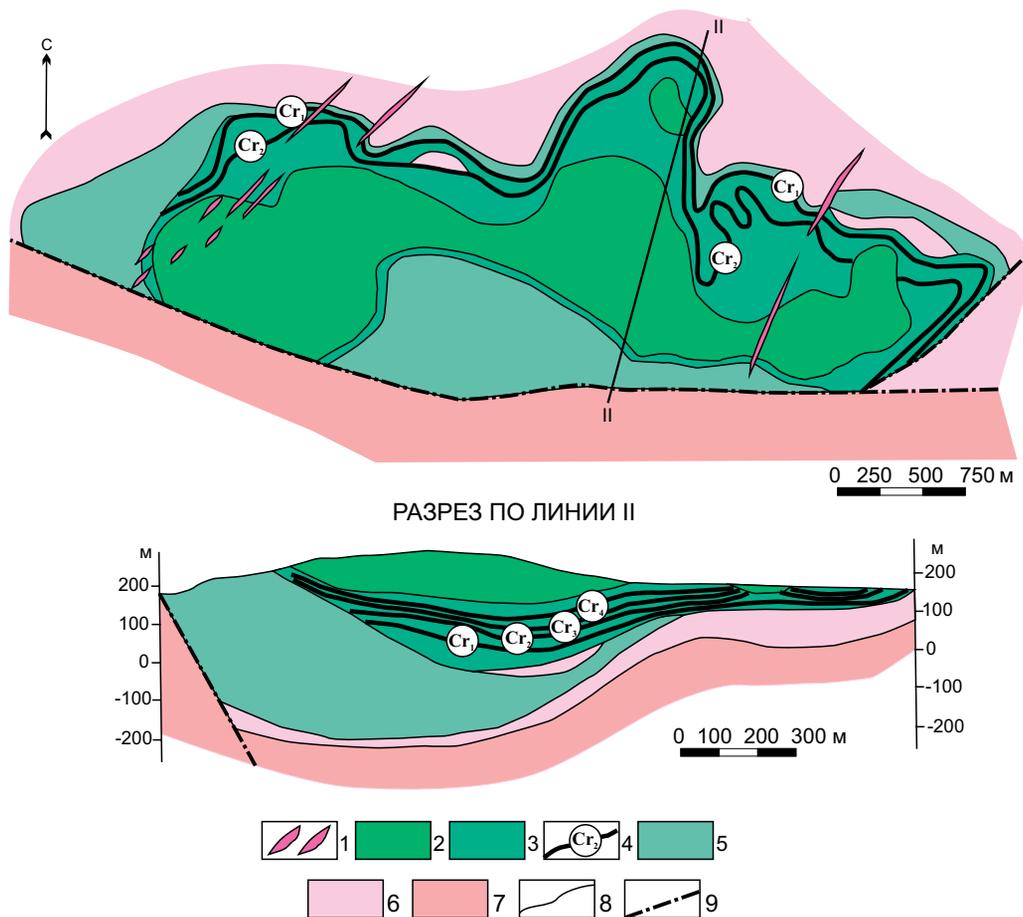


Рис. 3.11. Схематическая геологическая карта и разрез интрузии Большая Варака [56]:

1 – палеозойский дайковый комплекс, ультраосновные щелочные породы; 2–5 – ранний протерозой, умбареченский интрузивный комплекс: 2 – Главная зона (мезократовые метагаббро-нориты); 3 – Нижняя зона (плаггиоипроксениты, меланократовые нориты и габбро-нориты); 4 – горизонты хромитов и их номера; 5 – Приподошвенная зона (метаплаггиоипроксениты-метагаббро-нориты); 6–7 – верхний архей, метаморфические образования по осадочно-вулканогенным породам: 6 – амфиболовые и биотит-амфиболовые кристаллосланцы, плаггиоамфиболиты; 7 – биотит-мусковитовые и биотитовые кристаллосланцы; 8 – геологические границы; 9 – разломы

Горизонт Cr_1 мощностью от 0,3 до 3 м залегает в основании Нижней расслоенной зоны. Он отличается наибольшей изменчивостью мощности и такими особенностями, как расщепление и образование раздувов. Раздувы имеют сложное внутреннее строение, обусловленное частым чередованием рудных и пустых прослоев, а также интервалов с убоговкрапленным оруденением. На долю густовкрапленных руд приходится до 60% от всей мощности. Мощность наиболее крупного раздува в Восточном блоке составляет от 4,8 до 14 м, предполагаемая длина по падению 60 м, по простиранию – 100 м. Характерно наличие серии сближенных рудных пластов, в которой выделяется одно относительно мощное рудное тело и 1-3 сопутствующих маломощных тел. Среднее содержание Cr_2O_3 21,9%.

Горизонт Cr_2 располагается на 40-60 м выше горизонта Cr_1 , его мощность достаточно постоянна и составляет в среднем 0,84 м (преобладают 0,7-1,2 м). Среднее содержание Cr_2O_3 25,9%.

Горизонты Cr_3 и Cr_4 залегают гипсометрически выше горизонта Cr_2 на 10 и 30 м соответственно. От вышеописанных горизонтов они отличаются меньшей мощностью – от первых сантиметров до 1,5 м (в среднем 0,3 м). Для горизонтов Cr_3 и Cr_4 среднее содержание Cr_2O_3 составляет 26,6 и 24,5% соответственно.

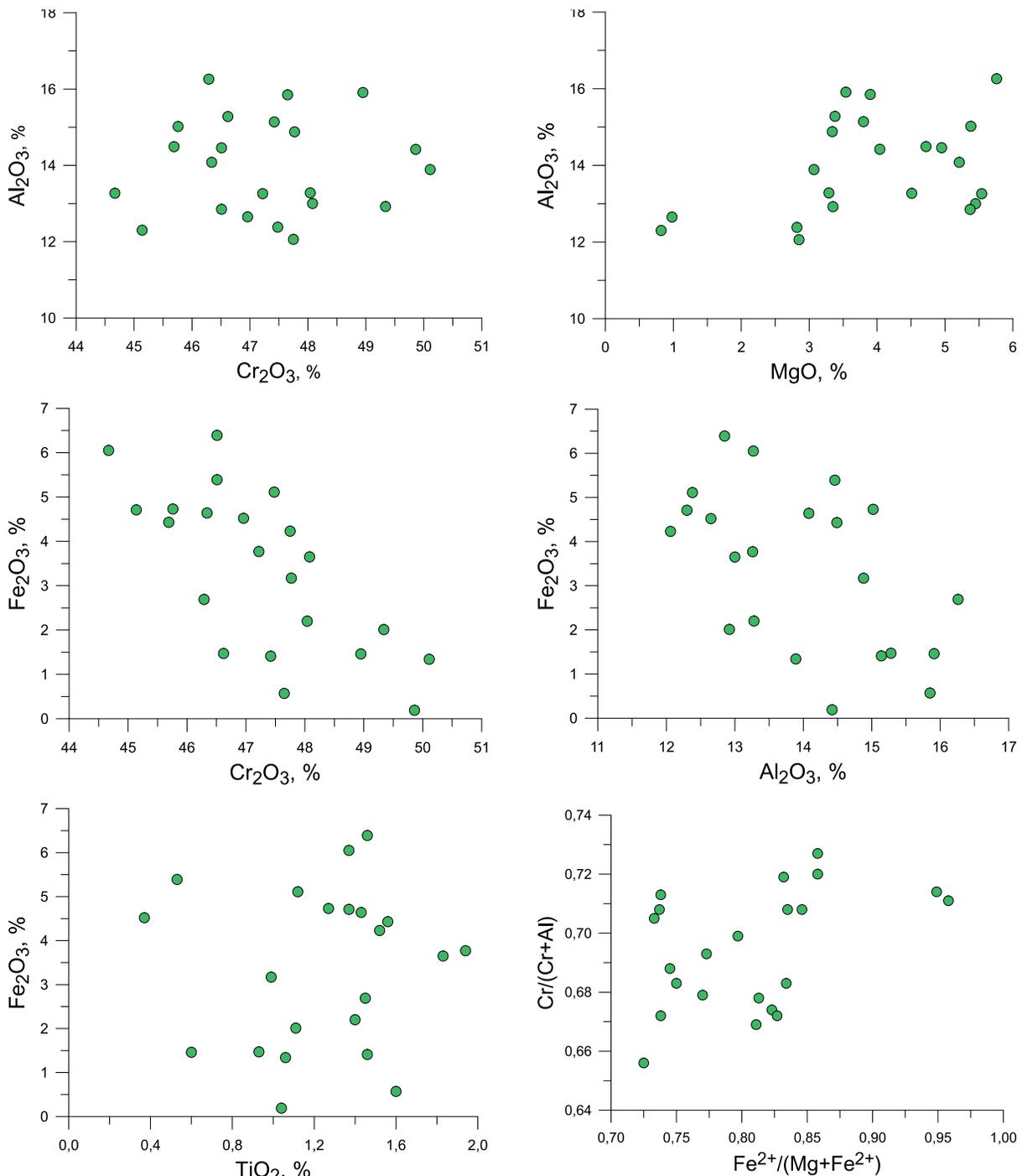


Рис. 3.12. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Большая Варака

Для рудных горизонтов установлены повышенные содержания платины и палладия: Cr₁ в среднем 0,35 г/т; Cr₂ в среднем 0,44 г/т; Cr₃ 0,97 г/т; Cr₄ 0,75 г/т.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 22 микронзондовыми анализами, не привязанными к конкретным рудным горизонтам [12].

Характерной особенностью состава рудообразующего хромшпинелида интрузии является низкое содержание MgO, не превышающее 5,8% (диапазон 2–5,8%), и,

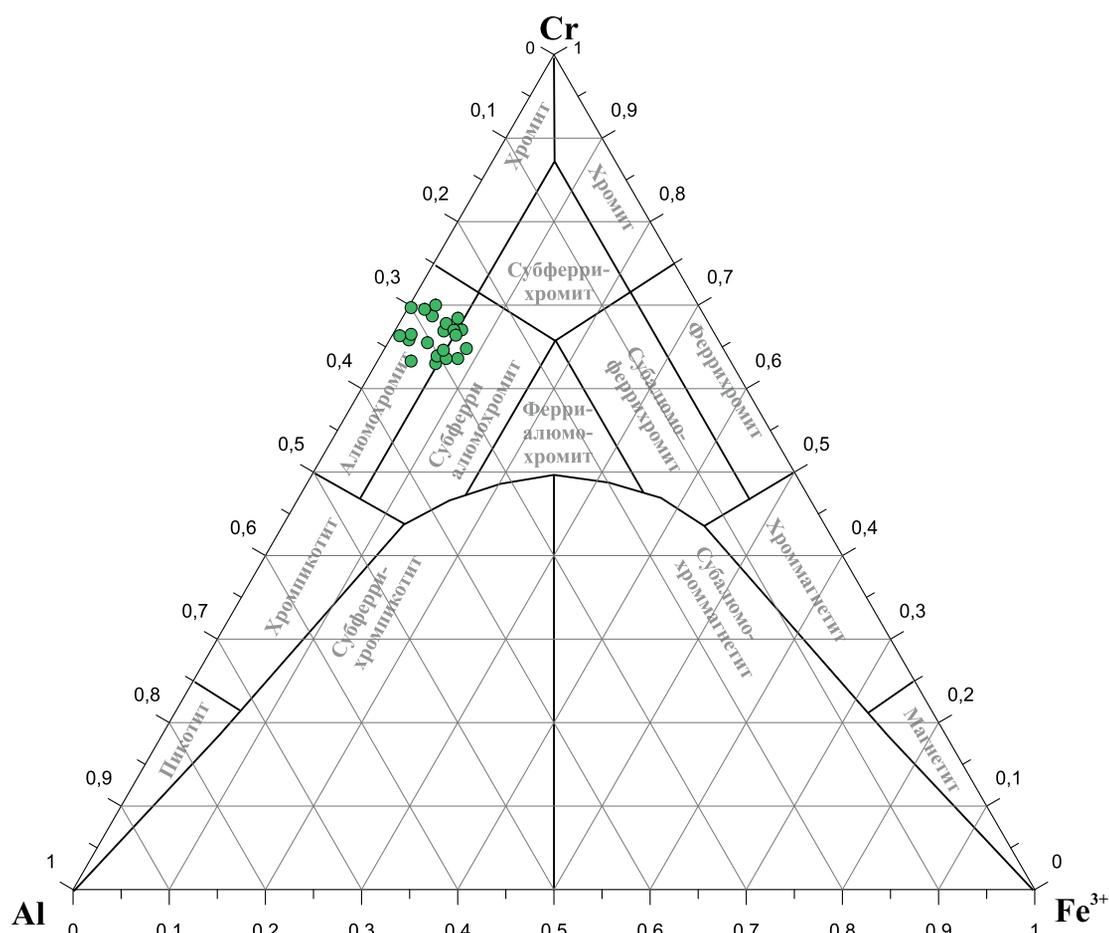


Рис. 3.13. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида интрузии Большая Варака

соответственно, высокое содержание FeO – диапазон 26,4-33,2 % (мода 28,5 %), а также высокое содержание TiO₂ – с диапазоном от 0,37 до 1,94 % и модой 1,4 % (рис. 3.12).

Содержание Cr₂O₃ меняется в пределах 45-50 % (мода 47,5 %), содержание Al₂O₃ – 12–16 %. При этом между этими компонентами не проявлено никакой связи – K_{корр.} составляет всего -0,09.

Содержание Fe₂O₃ не превышает 6,4 %, мода составляет 3,4 %. Между Fe₂O₃, с одной стороны, и Cr₂O₃ и Al₂O₃, с другой, устанавливается значимая отрицательная связь с K_{корр.} -0,7 и -0,49 соответственно.

Показатель #Fe является аномально высоким, варьируя в пределах 0,72-0,85, показатель #Cr изменяется от 0,66 до 0,73.

Преобладающее количество рудообразующих хромшпинелидов интрузии относится к алюмохромиту, занимая верхнюю половину области, остальная часть расположена в пограничной с алюмохромитом области субферриалюмохромита (рис. 3.13).

Выводы

Характерными особенностями состава рудообразующего хромшпинелида интрузии являются: высокое содержание FeO с модой 28,5 % и, соответственно, низкое содержание MgO, не превышающее 6 %; пониженное содержание Fe₂O₃ с модой 3,4 %; высокое содержание TiO₂ с модой 1,4 %, пониженное содержание Cr₂O₃ с модой 47,5 %.

Инtruзия Кеми (Финляндия)

Геологическое строение

Месторождение хромовых руд Кеми располагается в одноименном расслоенном интрузивном массиве перидотит-пироксенит-габброноритовой формации к северо-востоку от г. Кеми (Финляндия).

Интрузив располагается на юго-восточной границе зеленокаменного пояса Перепохья, вдоль границ которого расположен еще ряд расслоенных интрузивов, в том числе и хромитоносных. Он представляет собой крутопадающее на северо-запад линзообразное тело протяженностью 15 км и шириной от 200 м до 2 км (рис. 3.14). Максимальная мощность интрузива достигается в средней части, уменьшаясь в юго-западном и северо-восточном направлениях. По геофизическим данным он погружается на глубину более 2 км. Возраст интрузии 2,44 млрд лет.

Юго-восточный контакт интрузии с позднеархейскими гранитоидами – тектонический, базальная серия отсутствует. Верхний контакт с перекрывающими вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя с возрастом 2,15 млрд лет – несогласный.

Гипербазиты на контакте с позднеархейскими гранитоидами превращены в тальк-хлорит-карбонатные сланцы. Выше контактовой зоны располагается 50-100-метровый слой, в нижней части сложенный бронзит-хромитовыми кумулатами, в верхней – оливин-хромит±бронзитовыми кумулатами с хромитовыми прослоями мощностью 0,5-1,5 м (рис. 3.14).

Выше расположен Главный хромитовый пласт, прослеженный на всем протяжении интрузии. Его мощность изменяется от долей метра до 90 м в раздувах.

Главный хромитовый пласт перекрывается толщей перидотитов мощностью 550 м, сложенной оливин-хромит-бронзитовыми кумулатами. Толща содержит около 15 прослоев, обогащенных хромитом, мощностью от 5 см до 2,5 м, залегающих примерно в 370 м выше Главного хромитового пласта. В центральной части перидотитовой толщи отмечаются 5–10-метровые прослои пироксенитов.

В 700-х метрах от нижнего контакта интрузии бронзит становится преобладающей кумулусной фазой с подчиненными оливином и хромитом. Сотней метров выше оливин и хромит исчезают, а главные кумулусные минералы представлены уже авгитом и бронзитом.

В 1000 м от нижнего контакта интрузии главной кумулусной фазой, наряду с авгитом, становится плагиоклаз при подчиненном количестве бронзита. Т. е. породы, слагающие этот горизонт, относятся к габброноритам. Ближе к верхнему контакту интрузии авгит становится интеркумулусной фазой и породы представлены лейкогаббро и анортозитами.

Породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации в карельскую эпоху. Первичные силикаты в нижней и верхней частях интрузива полностью замещены вторичными минералами, в средней – они частично сохранили первичный состав.

Хромитоносность

Хромовое оруденение Кеми занимает снизу вверх в разрезе интрузива три позиции:

– прослои хромитов мощностью 0,5-1,5 м в бронзититах и оливиновых бронзититах примерно в 60 м выше нижнего контакта интрузива;

– Главный хромитовый пласт залегает между бронзититами и перидотитами (гарцбургитами) примерно в 100 м выше нижнего контакта интрузива. Его мощность изменяется от долей метра до 60-90 м в раздувах, средняя составляет 40 м;

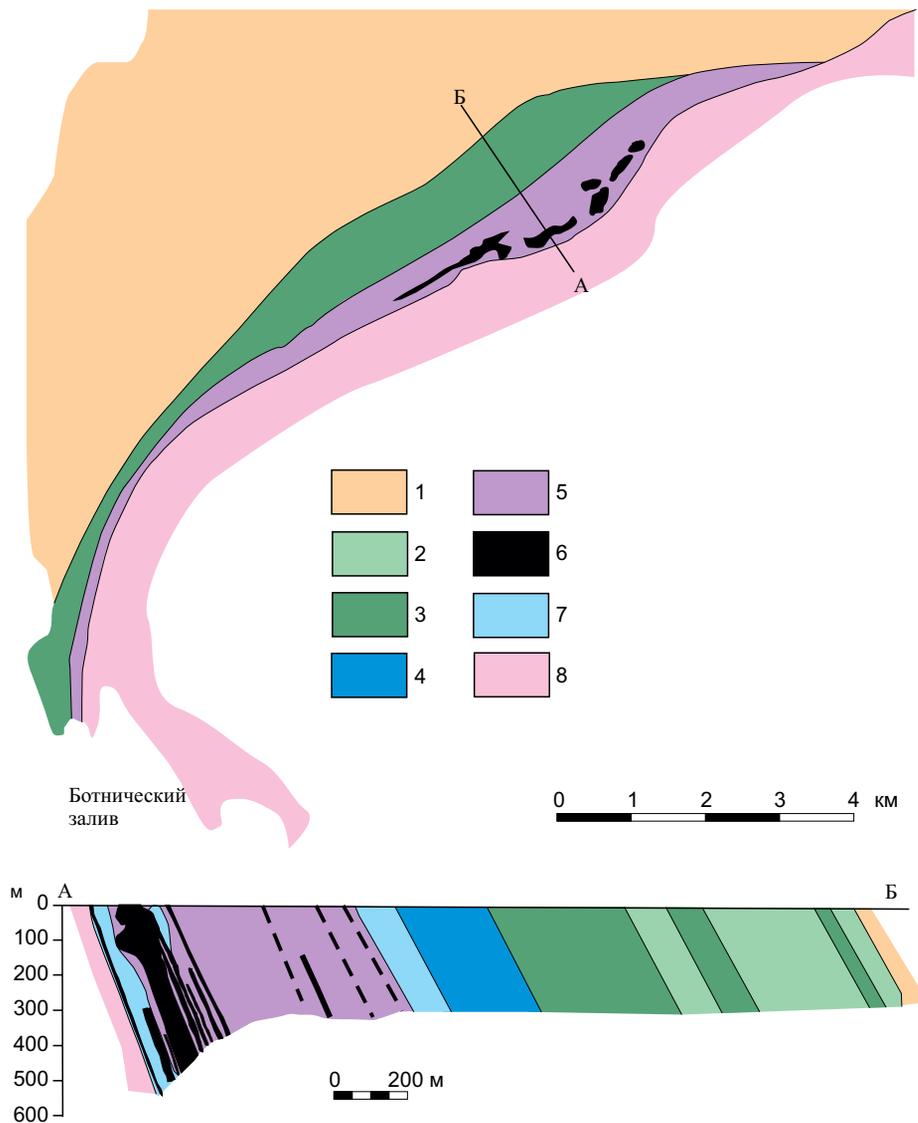


Рис. 3.14. Схематическая геологическая карта и разрез интрузива Кеми [58]:

- 1 – вулканогенно-осадочные образования (PZ₁); 2 – лейкогаббро и анортозиты; 3 – габбро-нориты и габбро;
 4 – вебстериты и диаллагиты; 5 – перидотиты; 6 – хромититы; 7 – бронзититы и оливинные бронзититы;
 8 – гранодиориты (AR)

– пятнадцать прослоев хромитов мощностью от первых сантиметров до 2,5 м в перидотитах (гарцбургитах) примерно в 370 м выше Главного хромитового пласта.

Главный хромитовый пласт прослежен на всем протяжении интрузии и представлен отдельными рудными телами, вытянутыми с СВ на ЮЗ параллельно контакту интрузии с вмещающими породами (рис. 3.15). В северо-восточной части месторождения (от рудного тела Perukka до Nuottijarvi) некогда единый рудный пласт разбит на отдельные блоки со смещением в первые десятки-сотни метров. Наиболее сохранившаяся часть рудного пласта мощностью от нескольких метров до 30 м лежит между рудными телами Sarmaoja и Matilainen.

В обобщенном виде Главный хромитовый пласт состоит из трех частей: в верхней и нижней преобладает хромитовый кумулат при подчиненном количестве вторичных силикатов, нацело замещающих оливин и бронзит рудного цемента, средняя часть, как правило, обогащена силикатными кумулатами.

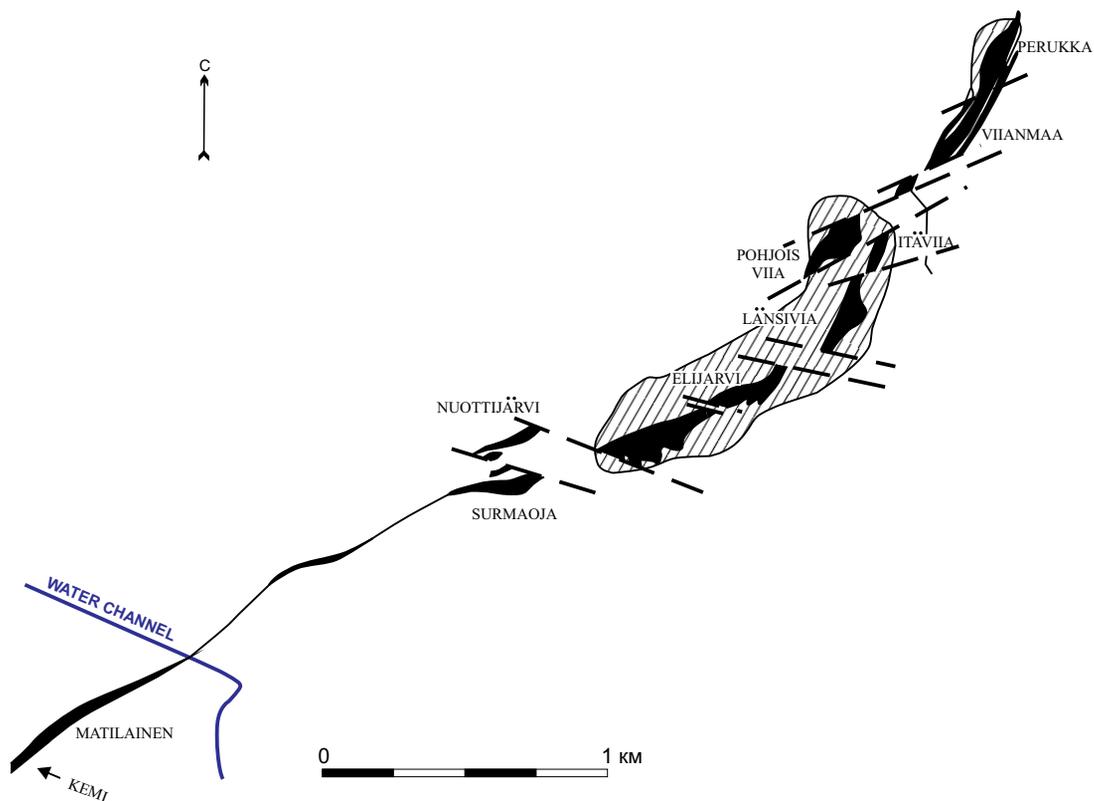


Рис. 3.15. Схема расположения рудных тел (черное) месторождения Кемпи [58]

Верхняя часть рудного пласта представлена слоистыми рудами, нижняя – равномернокрапленными и брекчированными рудами с многочисленными блоками «пустых» гипербазитов.

Силикаты хромовых руд превращены в серпентин-хлорит-талковый агрегат. В верхней части рудного пласта встречается тремолит, а также карбонаты – доломит и магнезит. Акцессорные минералы представлены сфеном, флогопитом, рутилом, апатитом и сульфидами.

По текстурно-структурным особенностям и составу силикатного цемента выделяются три типа руд: рыхлая руда с тальк-хлоритовым (кеммереритовым) цементом; плотная руда с серпентиновым цементом (с тальк-хлоритом или без него); и так называемая «серая» пятнистая руда, где силикатная часть в виде пятен представлена хлоритом и тальком, реже серпентином и карбонатом. Последняя разновидность относится к рыхлым рудам.

Модальное количество рудообразующего хромшпинелида в верхней части рудных тел Eljarvi и Pohjoisvilja, сложенных сплошными-густовкрапленными рудами, колеблется от 80 до 90%. Ниже по разрезу, там, где рудные интервалы представлены чередующимися слоями руды и серпентинитов, модальное количество хромшпинелида падает до 60%. Содержание Cr_2O_3 в рудах меняется от 20 до 38%, среднее составляет 26%.

Размер эвгедральных хромшпинелидов хромовых руд колеблется в широких пределах – от нескольких микрон до 1 мм. Средний размер зерен составляет 0,2 мм.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида месторождения Кемпи представлен 107 зондовыми анализами [58, 61, 63].

Преобладающая часть анализов рудообразующих хромшпинелидов не имеет привязки ни к конкретному рудному телу месторождения, ни к положению в разрезе интрузива, ни к конкретным вмещающим породам. Кроме того, Главный хромитовый пласт, а также маломощные рудные прослои в бронзититовом и перидотитовом горизонтах, залегающие ниже и выше него, подверглись интенсивной метаморфической проработке, затронувшей не только силикатную часть руды, но и сами рудообразующие хромшпинелиды.

Диапазон содержания Cr_2O_3 в хромшпинелиде составляет 44–52 %, максимальная плотность распределения соответствует 48–52 % (рис. 3.16). Содержание Al_2O_3 имеет гораздо меньший разброс – от 12 до 18 % при четко проявленной моде в 14–16 %. Мода Fe_2O_3 соответствует 4–6 % при диапазоне от 0 до 8 %. Распределение TiO_2 при шаге 0,1 % является двумодальным – 0,5–0,6 % (главная) и 0,3–0,4 % (второстепенная) с диапазоном от 0,3 до 1 %.

Двухвалентные элементы – MgO и FeO имеют более широкие вариации содержаний по сравнению с трехвалентными. Содержание FeO меняется в пределах 12–26 % с главной модой 18–20 %. Мода MgO соответствует 8–10 % при диапазоне содержаний 6–14 %.

Мода показателя #Cr составляет 0,6–0,7; #Fe – 0,5–0,6 при разбросе значений от 0,3 до 0,7; $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ – 0,1–0,2 (рис. 3.16).

Состав рудообразующих хромшпинелидов образует дискретные группы зачастую с разными знаками связей, либо с их отсутствием (даже в пределах одной диаграммы) (рис. 3.17). В первую очередь, выделяется группа шпинелей (серые значки) с самыми низкими содержаниями MgO (6–7%) и Fe_2O_3 (0,5–4%) и самыми высокими содержаниями титана (0,5–0,8%) и показателем #Fe (0,65–0,70). Для них выявляются отрицательные связи между Fe_2O_3 , с одной стороны, и Cr_2O_3 и Al_2O_3 – с другой; и положительные связи между парами TiO_2 – Fe_2O_3 и показателями #Cr–#Fe.

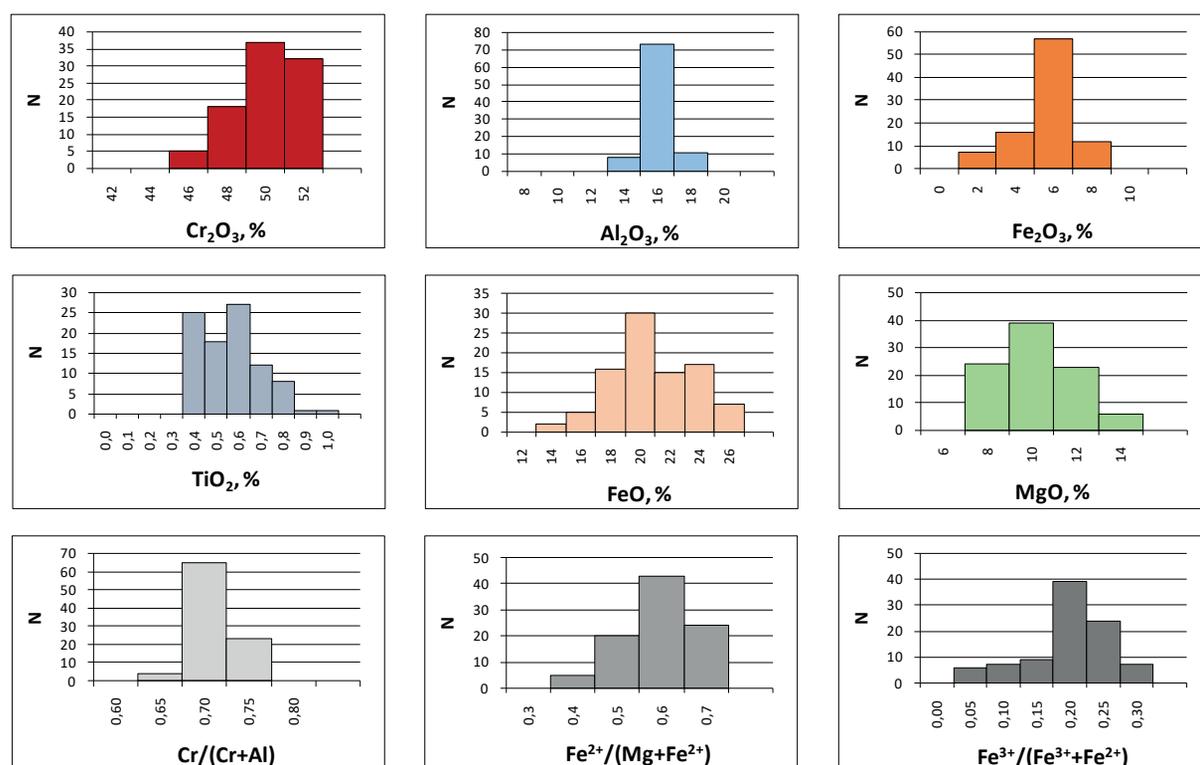


Рис. 3.16. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Кеми

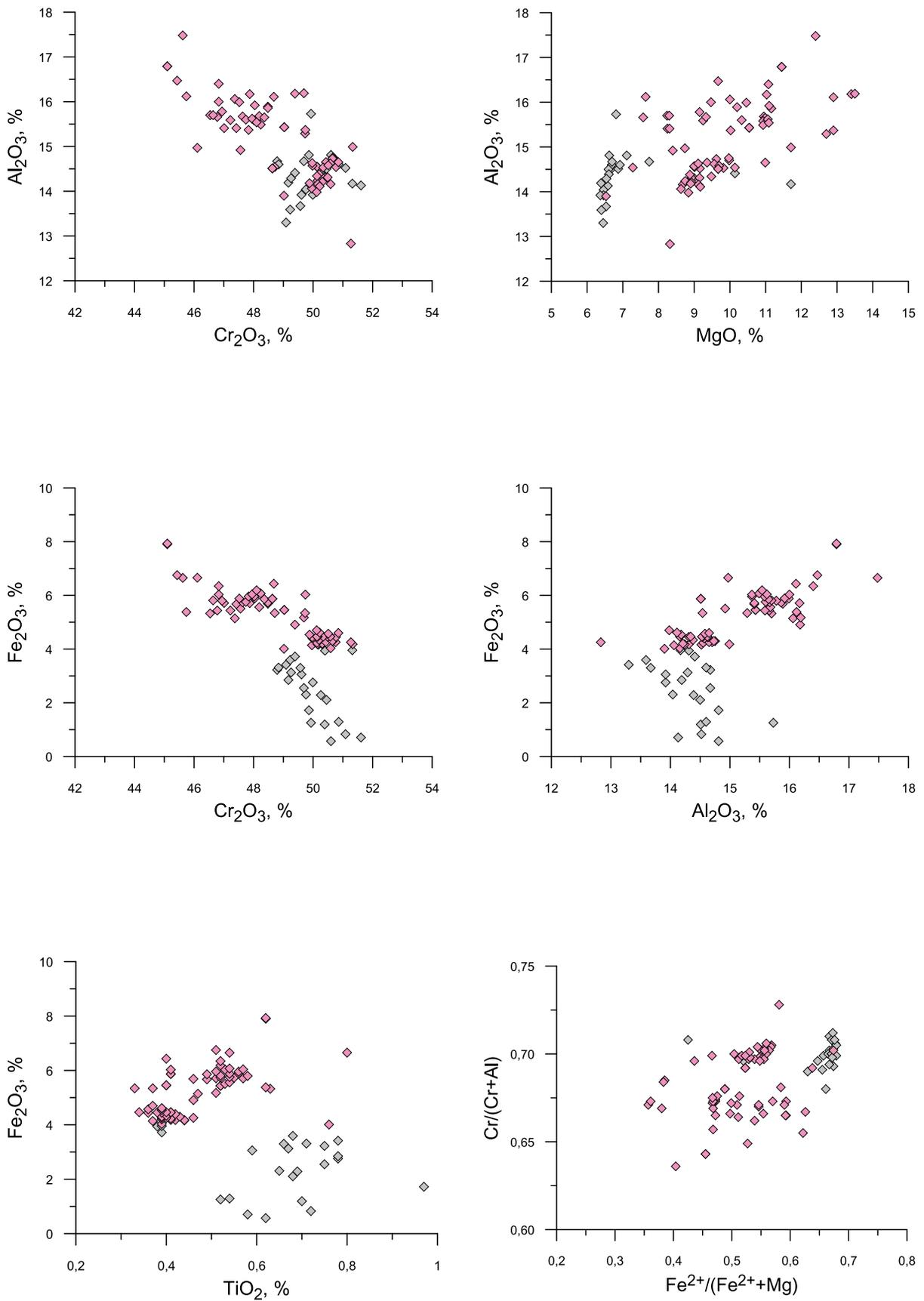


Рис. 3.17. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Кемь. Серые значки – первая группа, розовые значки – вторая группа

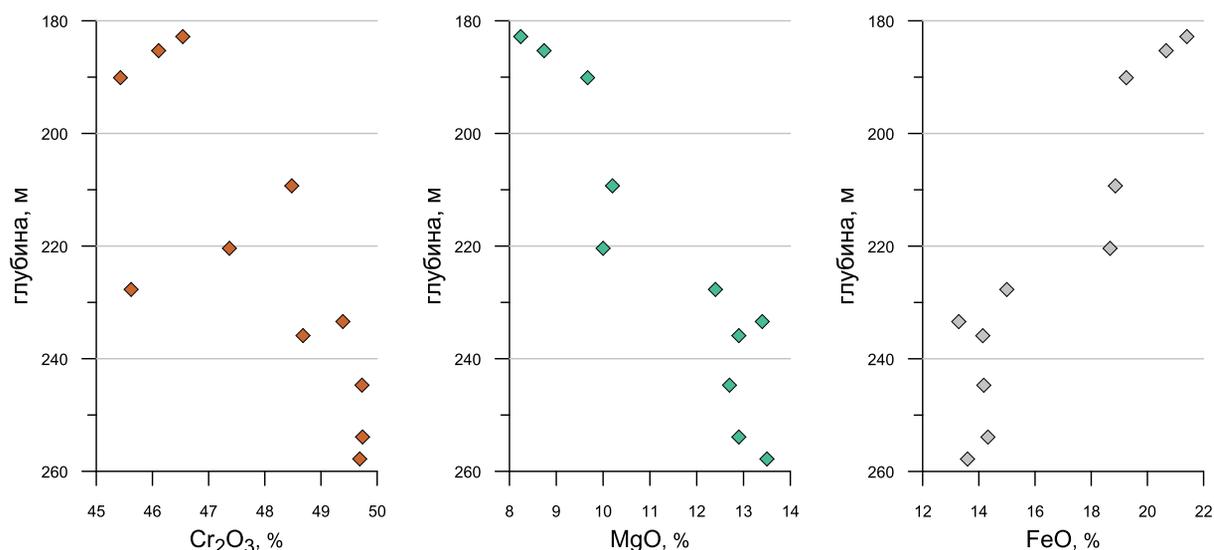


Рис. 3.18. Изменение состава рудного хромшпинелида по разрезу рудного тела Eljarvi

К первичным отнесены хромшпинелиды второй группы (розовые значки) с содержанием Cr_2O_3 50-51 %, Al_2O_3 14-15 %, Fe_2O_3 около 4 %, TiO_2 0,35-0,45 %, MgO 8,5-10 %, показателем $\#Fe$ 0,50-0,56. При этом показатель $\#Cr$ для групп совпадает и отвечает 0,7.

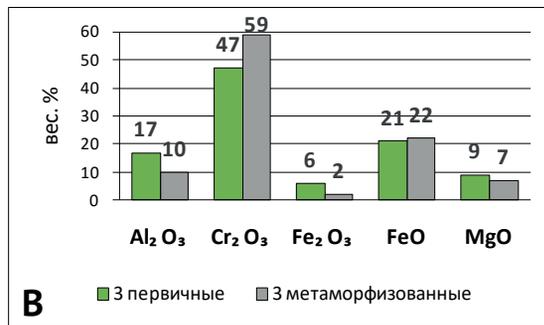
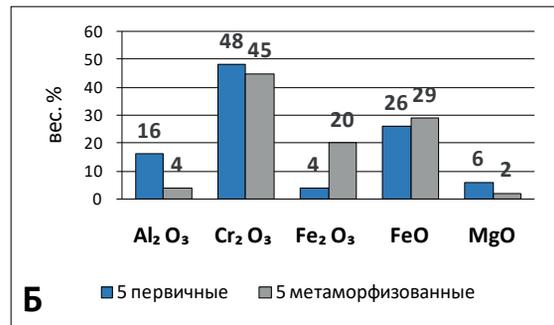
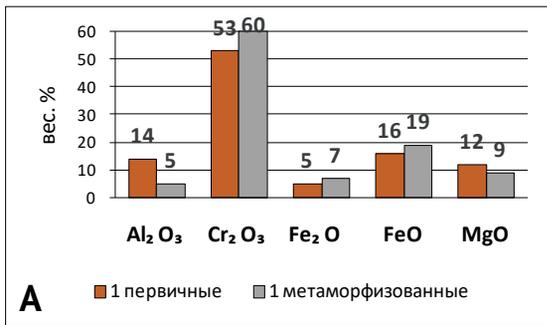
К третьей группе относятся самые глиноземистые шпинели ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$) с широкими вариациями содержаний остальных компонентов.

Такое разнообразие типоморфных характеристик обусловлено разным набором парагенных кумулятивных минералов, положением в разрезе и разнофациальными метаморфическими преобразованиями. Вероятно, более глиноземистые хромшпинелиды, отнесенные к третьей группе, парагенны оливин-бронзитовым кумулатам руды, а второй группы – к преобладающим оливиновым кумулатам. Хромшпинелиды первой группы – повышенной титанистости и железистости – относятся к метаморфизованным.

Скрытая зональность, характерная для стратиформных месторождений, проявлена и в рудах Кеми. Вкрест простирания рудного тела Eljarvi мощностью 76 м от его подошвы к кровле происходит падение содержания Cr_2O_3 от 49,5 до 46 %. Более резко меняется содержание двухвалентных элементов – MgO падает от 13,5 до 8,2 %, а FeO увеличивается от 13,5 до 21,5 % (рис. 3.18). Т. Алапиеди [58] предположил, что сложный синусоидный тренд распределения компонентов по рудному разрезу свидетельствует о многостадийной модели образования интрузии Кеми.

Главный хромитовый пласт, вместе с вмещающими гипербазитами, интенсивно метаморфизован. Первичные минералы рудного цемента замещены хлоритом и тальком. По микротрещинам и швам катаклаза рудных зерен развивается тонкочешуйчатый хлорит, который может занимать значительный объем. В менее нарушенных зернах, как правило в центральной части, хромшпинелид сохраняет свой первичный состав.

При «хлоритизации» рудного хромшпинелида значительно снижается содержание Al_2O_3 при одновременном увеличении содержания Cr_2O_3 (рис. 3.19), при этом разница между содержанием этих компонентов в первичных и метаморфизованных частях зерна может превысить 10 %. Также происходит потеря MgO и увеличение содержания FeO , но разница составляет лишь первые %. По-разному ведет себя окисное железо: в первом случае его содержание нейтрально, увеличивается всего лишь на 2 % (А); во втором – содержание резко увеличивается более чем на 15 % (за счет уменьшения содержания Cr_2O_3) (Б); в третьем – наоборот падает на 4 % (В).



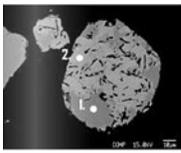
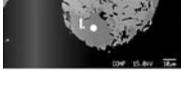
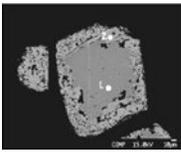
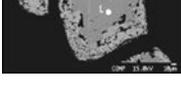
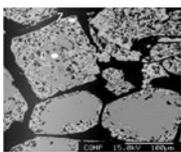
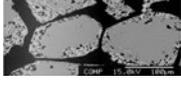
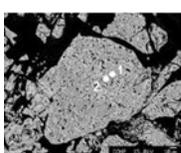
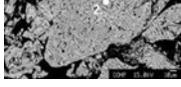
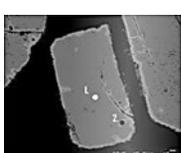
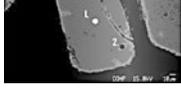
№№ зерна	Хромшпинелид	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
1	 1 первич.	14	53	5	16	12
	 1 метаморф.	5	60	7	19	9
2	 2 первич.	16	50	4	20	10
	 2 метаморф.	6	60	5	23	6
3	 3 первич.	17	47	6	21	9
	 3 метаморф.	10	59	2	22	7
4	 4 первич.	17	49	3	23	8
	 4 метаморф.	10	60	0	24	6
5	 5 первич.	16	48	4	26	6
	 5 метаморф.	4	45	20	29	2

Рис. 3.19. Изменение состава рудного хромшпинелида в результате метаморфических преобразований (в пределах одного зерна)

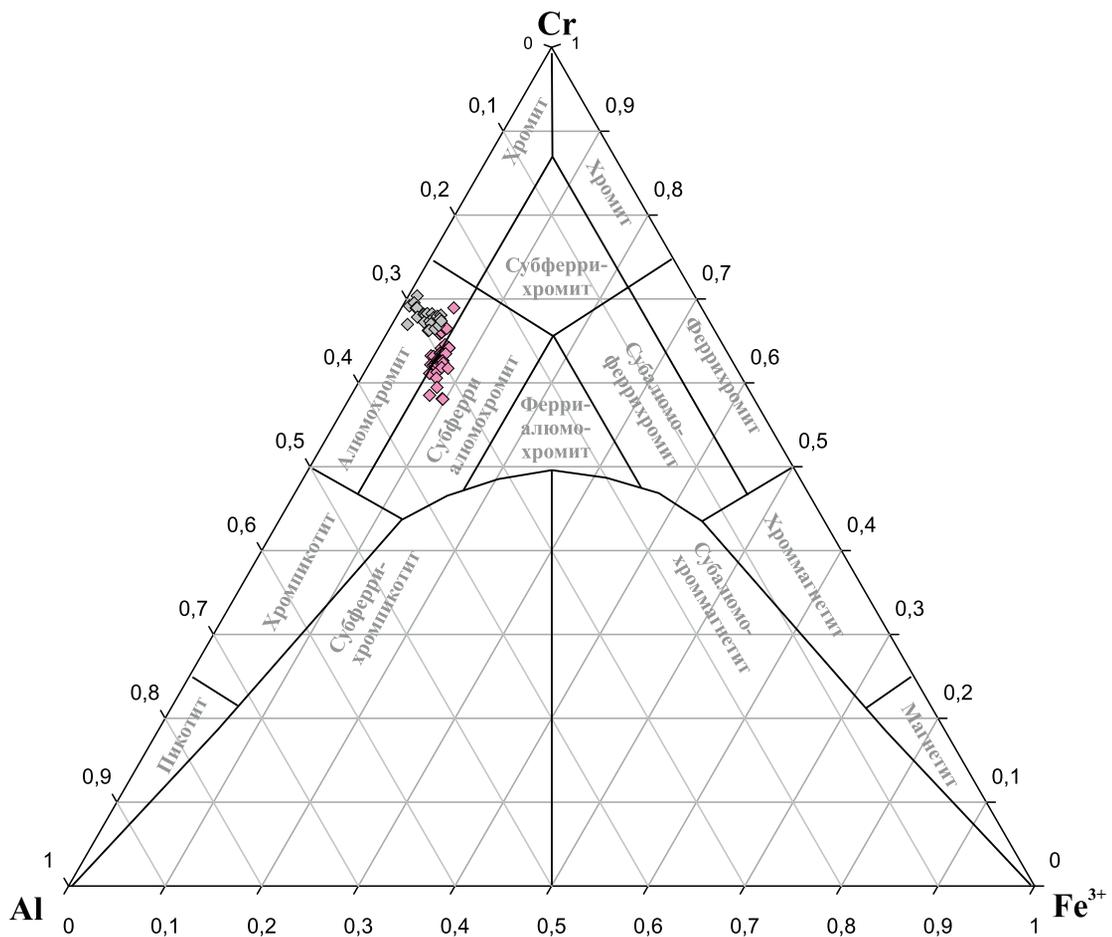


Рис. 3.20. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида интрузии Кеми. Условные обозначения см. на рис. 3.17

Предположительно первичные рудообразующие хромшпинелиды интрузии Кеми занимают пограничную область между алюмохромитом и субферриалюмохромитом, слагая слабокосой тренд к оси Al-Cr. Железистые метаморфизованные шпинели, с повышенным содержанием TiO_2 , но пониженным содержанием Fe_2O_3 (!), расположились в верхней половине области алюмохромита субпараллельно оси Fe^{3+} -Cr (рис. 3.20).

Выводы

Состав рудообразующих хромшпинелидов слагает дискретные группы, зачастую с разными знаками связей между парными компонентами.

Вкрест простирания рудного тела проявлена скрытая зональность, выраженная падением содержания магния и хрома в рудообразующем хромшпинелиде и увеличением закисного железа по направлению от подошвы к кровле.

В результате метаморфических преобразований (хлоритизации) хромшпинелид теряет алюминий и магний, комплементарно обогащаясь хромом и железом.

Мончетундровская интрузия (Мурманская область)

Геологическое строение

Мончетундровская интрузия расположена в центральной части Кольского полуострова, в 8 км юго-западнее г. Мончегорск. Является составной юго-восточной частью интрузива Главного хребта и представляет собой крупное расслоенное тело базит-гипербазитового состава, осложненное многочисленными более поздними инъекциями основного состава и разбитое тектоническими нарушениями на многочисленные блоки. Интрузия протягивается в северо-западном направлении на 30 км при средней ширине 5 км, в поперечном разрезе она имеет форму мульды с вертикальной мощностью около 2 км (рис. 3.21). На северо-востоке Мончетундровская интрузия контактирует с Мончеплутоном через мощную тектоническую зону. По современным представлениям Дунитовый блок, к которому приурочено Сопчеозерское месторождение, является фрагментом нижней зоны Мончетундровской интрузии, а не Мончеплутона, как считалось раньше [55]. Изотопные датировки возраста пород составляют 2,45–2,47 млрд лет.

В обобщенном разрезе Мончетундровской интрузии снизу вверх выделяются следующие зоны [56]:

- базальная, сложенная норитами-габброноритами, мощностью от 0 до 200 м;
- нижняя гипербазитовая, представленная дунитами и гарцбургитами мощностью 500–800 м, к этой зоне приурочено Сопчеозерское месторождение;
- верхняя гипербазитовая – мощностью от 15 до 200 м, сложенная переслаиваемыми гарцбургитами, оливиновыми пироксенитами и пироксенитами с подчиненными дунитами, содержит маломощные пласты хромовых руд;
- гипербазит-базитовая – мощностью 300–600 м, сложенная переслаиваемыми плагиопироксенитами, норитами, габброноритами с редкими перидотитами, содержит маломощные пласты хромовых руд и платинометальное оруденение;
- габброноритовая – мощностью 200–400 м. Переход к вышележащей габбровой зоне – постепенный, через переслаивание пород. Зона переслаивания мощностью до 100 м содержит платинометальную минерализацию;
- габбровая – мощностью 1000–1500 м.

Хромитонность

Сопчеозерское месторождение локализовано в верхней части клиновидного «дунитового блока» с вертикальной мощностью от 100 до 700 м, сложенного преимущественно дунитами и гарцбургитами. Месторождение представляет собой пологопадающую на юго-восток линзовидно-пластовую залежь протяженностью до 1400 м и шириной от 100 до 700 м, по вертикали она прослежена до 370 м (рис. 3.22). По направлению с северо-запада на юго-восток мощность залежи увеличивается от 3–10 до 30–34 м, в этом же направлении происходит усложнение ее строения.

Центральная часть рудного пласта сложена густовкрапленными массивными рудами с содержанием Cr_2O_3 выше 30 %, к периферии количество хромшпинелида постепенно падает и сменяется дунитами с повышенной вкрапленностью хромшпинелида. Текстуры руд массивные, пятнистые, полосчатые, пятнисто-полосчатые. Размер зерен – 0,05–1,0 мм, в среднем 0,3–0,4 мм.

Главными минералами хромовых руд Сопчеозерского месторождения являются: хромшпинелид (5–95 %), оливин (5–90 %), ортопироксен (0–15 %), на отдельных участках

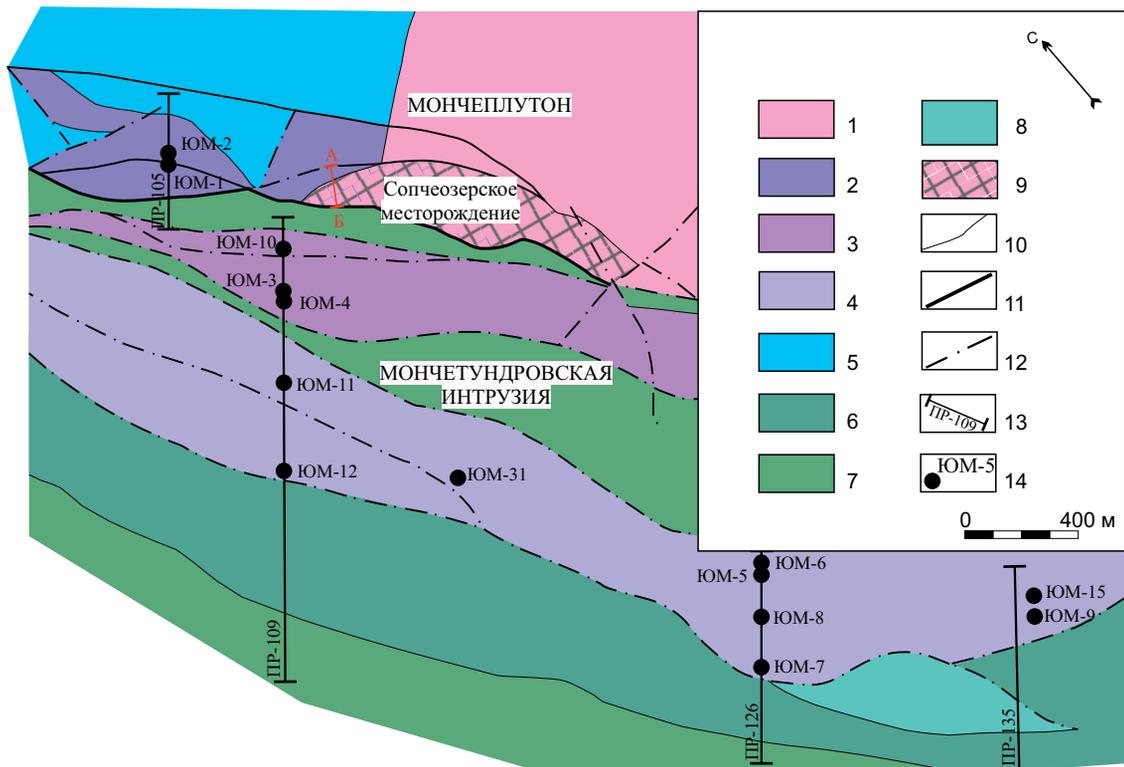


Рис. 3.21. Схематическая геологическая карта Мончетундровской интрузии [56]:

- 1 – дуниты; 2 – перидотиты; 3 – зона переслаивания перидотитов, дунитов и пироксенитов; 4 – зона переслаивания перидотитов, пироксенитов и норитов; 5 – пироксениты; 6 – габбро-нориты, расслоенные габбро-нориты; 7 – габбро, милониты по габбро; 8 – нориты; 9 – проекция рудной залежи Сопчеозерского месторождения; 10 – геологические границы; 11 – тектонические нарушения установленные; 12 – тектонические нарушения предполагаемые; 13 – разведочные профили; 14 – скважины и их номера

– серпентин (30–50%). Вторичные минералы представлены серпентином, хлоритом, актинолитом, тальком, клиноцоизитом, карбонатами.

Кроме того, в пределах интрузии отдельными скважинами (1706, 1715, 1818, 1819, ЮМ-1, 3, 4, 5, 7 и др.) (рис. 3.21) также были вскрыты рудные интервалы мощностью от первых десятков сантиметров до 3,7 м с содержанием Cr_2O_3 от 20 до 42 %.

Скважиной ЮМ-5 в интервале 143,2-145,6 м вскрыт рудный горизонт мощностью 2,4 м с максимальным содержанием Cr_2O_3 41,3 %. Вмещающие породы представлены дунитами, имеющими тектонические контакты с вышележащими меланократовыми габброноритами и нижележащими метапироксенитами. Рудный горизонт характеризуется полосчатой текстурой, обусловленной чередованием сплошных, густовкрапленных и средне-редковкрапленных руд как с резкими, так и постепенными переходами. Хромовые руды представлены оливин-хромитовыми кумулатами с переменными содержаниями указанных минералов. Самой ранней фазой является оливин, представленный округлыми зернами размером первые мм. По мере увеличения количества оливина в хромовой руде увеличиваются и размеры его зерен. В кровле и подошве рудной зоны оливин нацело замещен серпентином, хлоритом и тальком, тогда как в центральной части он практически не изменен.

По морфологии, размеру и позиции выделяются три разновидности хромшпинелида:

- мелкие идиоморфные включения (первые 0,0п мм) в центре оливина;
- мелкие идиоморфные зерна со сглаженными гранями, размером (первые 0,0п мм), расположенные по периферии зерен оливина, нередко образующие непрерывное кольцо мощностью в 1-2 зерна (рис. 3.23 А, Б);

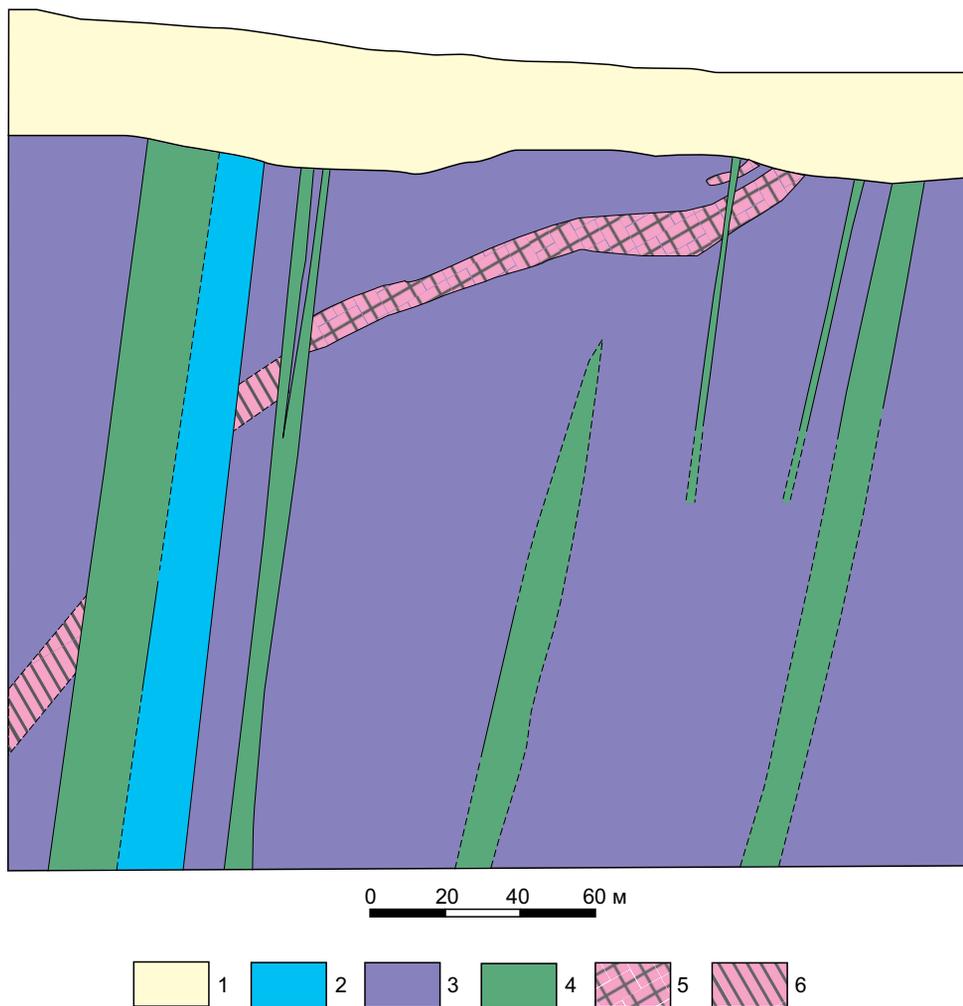


Рис. 3.22. Разрез через северо-западный фланг Сопчеозерского месторождения [56]:

1 – четвертичные отложения; 2 – перидотиты; 3 – переслаивание пироксенитов и габбро;
4 – габбро; 5 – установленные рудные тела; 6 – предполагаемые рудные тела

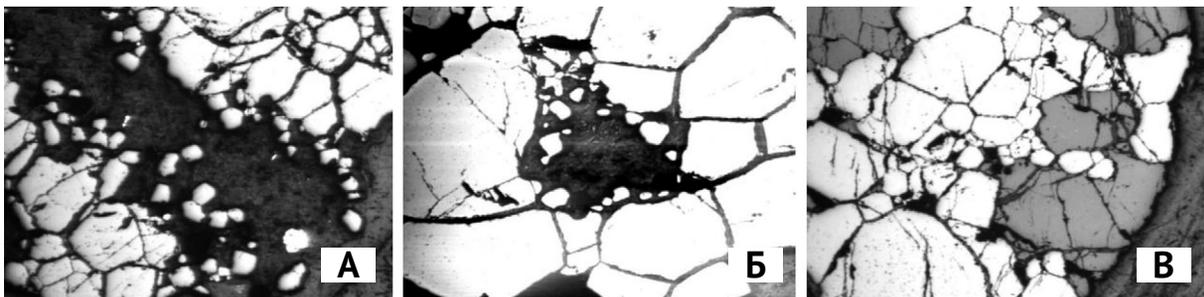


Рис. 3.23. Морфологические разновидности рудообразующего хромшпинелида скв. ЮМ-5

– хромшпинелид, занимающий интерстициальное положение между зернами оливина. Его размер на 1-2 порядка выше размера первых двух разновидностей. Укрупняясь и сливаясь, он образует сплошные мономинеральные участки (рис. 3.23 В).

Рудный горизонт, вскрытый скважиной ЮМ-1 на гл. 70,7-73,0 м, сложен мелко-тонкозернистой убоговкрапленной рудой в пойкилитовых гарцбургитах.

Хромовые руды представлены оливин-ортопироксен-хромитовыми кумулатами с переменными соотношениями минералов. Ранними кумулятивными фазами являются оливин и хромшпинелид, которые включены в крупные (до 4-5 см) кристаллы

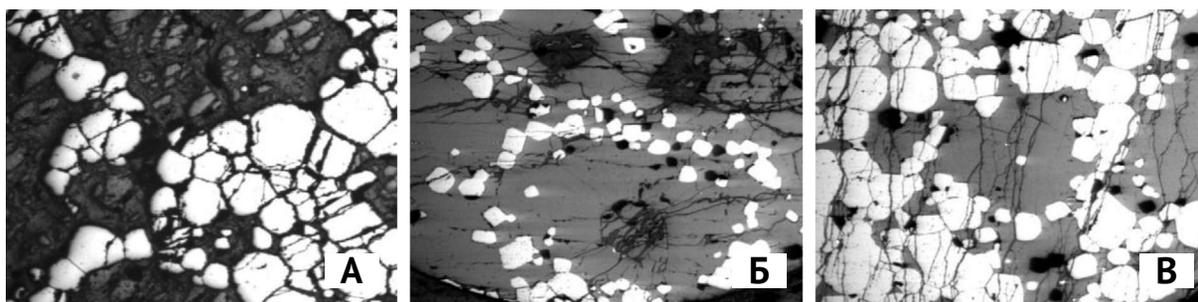


Рис. 3.24. Морфологические разновидности рудообразующих хромшпинелидов скв. ЮМ-1

ортопироксена (интеркумулясная фаза). Оливин представлен либо отдельными зернами округлой формы, включенными в ортопироксен, либо образует мономинеральные участки. В крупных кристаллах ортопироксена хорошо проявлена структура распада с выделением длинных ламелей клинопироксена. Часто укрупнение ламелей вплоть до образования хороших кристаллов клинопироксена приурочено к местам сгущения хромшпинелида в ортопироксене.

Хромшпинелид занимает две позиции. В первой он располагается по границам оливиновых зерен, цементируя их, с образованием ячеистой текстуры (рис. 3.24 А). Размер таких зерен от 0,3-0,5 до 1 мм. Во второй образует идиоморфную и субидиоморфную тонкозернистую пойкилитовую вкрапленность в крупных кристаллах ортопироксена в виде пятнистых скоплений разной густоты вкрапленности. Часто хромшпинелид, заключенный в ортопироксене, образует кольца вокруг пойкилитового оливина на некотором расстоянии от его границ (рис. 3.24 Б), такие же кольцевые скопления наблюдаются и в ортопироксене без оливина в центре (рис. 3.24 В).

Скважиной ЮМ-3 вскрыты два рудных горизонта на глубинах 162,2-162,4 м и 202,5-203,5 м. Верхний – подстилается пойкилитовыми гарцбургитами и перекрывается габброноритами, нижний – подстилается метапироксенитами и имеет с ними резкий ровный, чуть подорванный контакт, а перекрывается гарцбургитами. Количество хромшпинелида в каждом горизонте колеблется от 30-40 до 60-70%. Чередование полос разной густоты вкрапленности создает полосчатую текстуру. Парагенные с хромшпинелидом силикатные минералы представлены оливином и ортопироксеном, как правило, нацело замещенными первый – петельчатым и чешуйчатым серпентином, второй – баститом и тремолитом. Изредка встречаются и абсолютно свежие ортопироксены. Рудный хромшпинелид – идиоморфный и субидиоморфный со сглаженными гранями, размером 0,05 – 0,1-0,3 мм образует пятнистые скопления в крупных кристаллах ортопироксена, а также развивается по границам оливиновых зерен в существенно оливиновых участках. По текстурно-структурным характеристикам и набору минералов хромовые руды, вскрытые скв. ЮМ-3, очень похожи на хромиты из скв. ЮМ-1, за исключением того, что последние являются менее богатыми.

Скважина ЮМ-7. На глуб. 111,1 м встречены хромитовый шликер и крупный ксеноморфный интерстициальный хромшпинелид в метапироксените. На глубине 118 м встречен хромитовый шликер размером 2,5х5 см.

Скважина ЮМ-4. На гл. 139,2 подсечен маломощный прожилок густовкрапленной тонкозернистой руды. На гл. 141,7 м – шликер мелкозернистого бедновкрапленного хромита.

Типохимизм рудообразующих хромшпинелидов

Состав рудообразующего хромшпинелида Сопчеозерского месторождения представлен 42 анализами [3], рудных интервалов скважин – 104 анализами [56].

По минеральному составу выделены два типа руд: 1-й тип – оливин-хромитовые кумулаты (Сопчеозерское месторождение, скв. ЮМ-5, 1715); 2-й тип – оливин-ортопироксен-хромитовые кумулаты (скв. ЮМ-1, 4, 3, 7), характеризующиеся значимыми различиями в содержании основных компонентов (рис. 3.25).

Максимальная плотность распределения Cr_2O_3 хромшпинелидов руд 1 типа лежит в диапазоне 50–60% с модой 57%, в то время как для 2 типа эти содержания соответствуют интервалу 40–50% с модой 45%. Содержания Al_2O_3 хромшпинелидов руд 1 типа располагаются в диапазоне 10–14% с модой 13%, 2 типа – 14–18% с модой 17%. Отличаются они и по содержанию Fe_2O_3 – 0–6% с модой 3% и 4–8% с модой 6%, а также TiO_2 – 0,1–0,3% (мода 0,2%) и 0,3–0,6% (мода 0,45%) для 1 и 2 типа соответственно. Содержания компонентов вне выделенных диапазонов отвечают метаморфизованным хромшпинелидам.

FeO и MgO характеризуются более широкими вариациями и многомодальным характером распределения по сравнению с трехвалентными элементами. Содержание FeO в хромшпинелидах руд 1 типа лежит в диапазоне 10–30% с четко проявленной модой 12–14%, в хромшпинелидах руд 2 типа выделяются две примерно равные моды – 18–20% (неметаморфизованный хромшпинелид) и 24–26%, при диапазоне 16–>30%.

Содержание MgO в хромшпинелидах 1 типа варьирует от 0 до 16% с главной модой 12–14% (неметаморфизованные шпинели) и двумя второстепенными модами – 4–6 и 8–10% (метаморфизованные шпинели). Для первичных хромшпинелидов руд 2 типа главная мода MgO составляет 6–8%, отмечается и более магниальный состав – до 12% MgO .

Следует отметить, что такой сложный многомодальный характер распределения двухвалентных элементов, вероятно, указывает не только на метаморфические изменения, но и на субсолидусный обмен магнием и железом между силикатным цементом и хромшпинелидом, в результате которого шпинели бедных руд становятся более железистыми по сравнению с богатыми рудами.

Показатели $\#Cr$ для обоих типов очень близки, отличаясь всего на одну десятую – моды 0,7–0,8 и 0,6–0,7 для 1 и 2 типа соответственно.

Мода показателя $\#Fe$ для первичных хромшпинелидов руд 1 типа соответствует 0,3–0,4, шлейф значений выше 0,4 отвечает, видимо, в разной степени метаморфизованным хромшпинелидам.

Этот же показатель для шпинелей руд 2 типа имеет нормальное распределение с модой 0,6–0,7 в диапазоне 0,4–1,0.

Наиболее часто встречающиеся значения степени окисления железа для хромшпинелидов руд 1 типа лежат в интервале 0–0,3, 2 типа – 0,1–0,3.

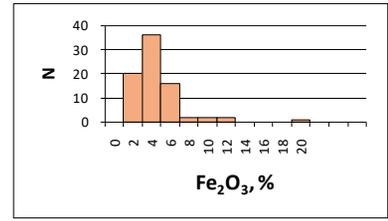
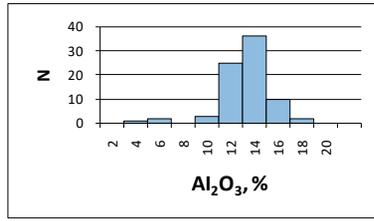
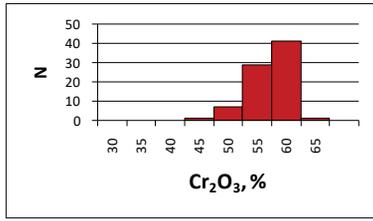
Для хромшпинелидов руд обоих типов общими характеристиками являются отрицательные связи между парами Cr_2O_3 – Al_2O_3 и Cr_2O_3 – Fe_2O_3 и отсутствие таковых для пар TiO_2 – Fe_2O_3 и $\#Cr$ – $\#Fe$ (рис. 3.26).

Хромшпинелиды Сопчеозерского месторождения и рудного горизонта скважины ЮМ-5, представляющие 1 тип руды (оливин-хромитовые кумулаты), имеют практически схожий состав, отличаясь немного повышенными содержаниями железа (окисного и закисного) и наличием TiO_2 в последнем.

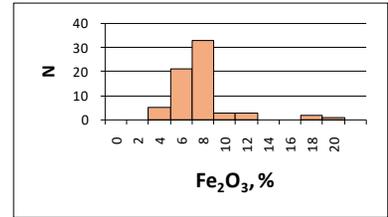
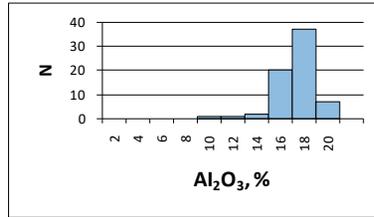
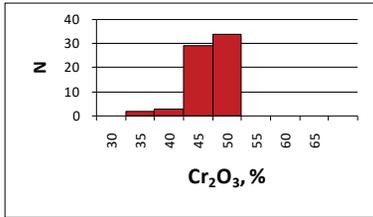
Хромшпинелиды 2 типа (оливин-ортопироксен-хромитовые кумулаты) – более железистые и глиноземистые по сравнению с 1 типом.

Неметаморфизованные («первичные») хромшпинелиды Сопчеозерского месторождения и скв. ЮМ-5 (1 тип) занимают пограничную область хромита и алюмохромита, в то время как большая часть хромшпинелидов руд 2 типа ложится в срединную область субферриалюмохромита (рис. 3.27).

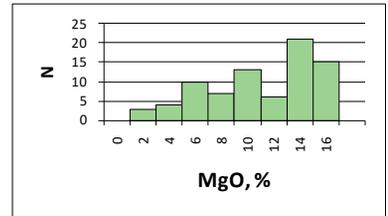
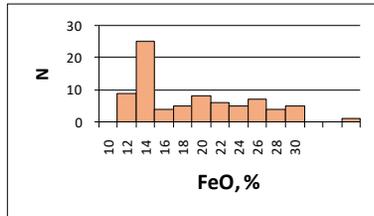
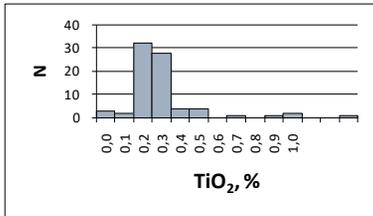
Сопчеозерское месторождение и скв. ЮМ-5, 1715 (оливин-хромитовые кумулаты)



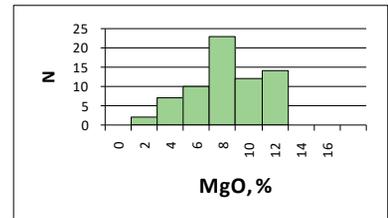
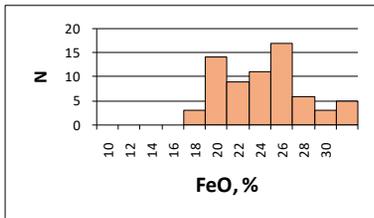
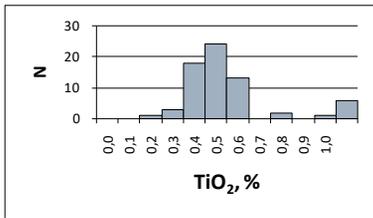
Скв. ЮМ-1, 3, 4, 7 (оливин-ортопироксен-хромитовые кумулаты)



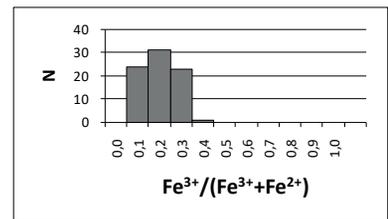
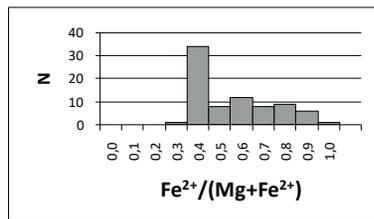
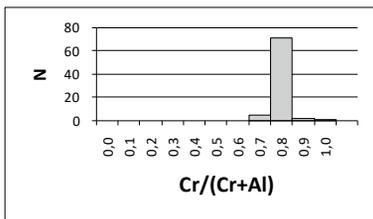
Сопчеозерское месторождение и скв. ЮМ-5, 1715 (оливин-хромитовые кумулаты)



Скв. ЮМ-1, 3, 4, 7 (оливин-ортопироксен-хромитовые кумулаты)



Сопчеозерское месторождение и скв. ЮМ-5, 1715 (оливин-хромитовые кумулаты)



Скв. ЮМ-1, 3, 4, 7 (оливин-ортопироксен-хромитовые кумулаты)

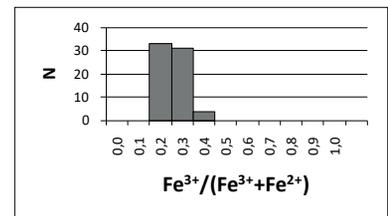
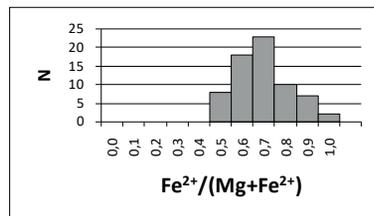
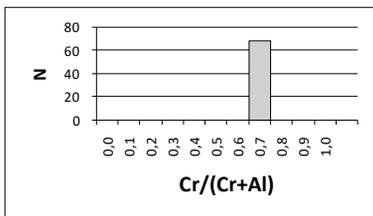


Рис. 3.25. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Мончетундровской интрузии

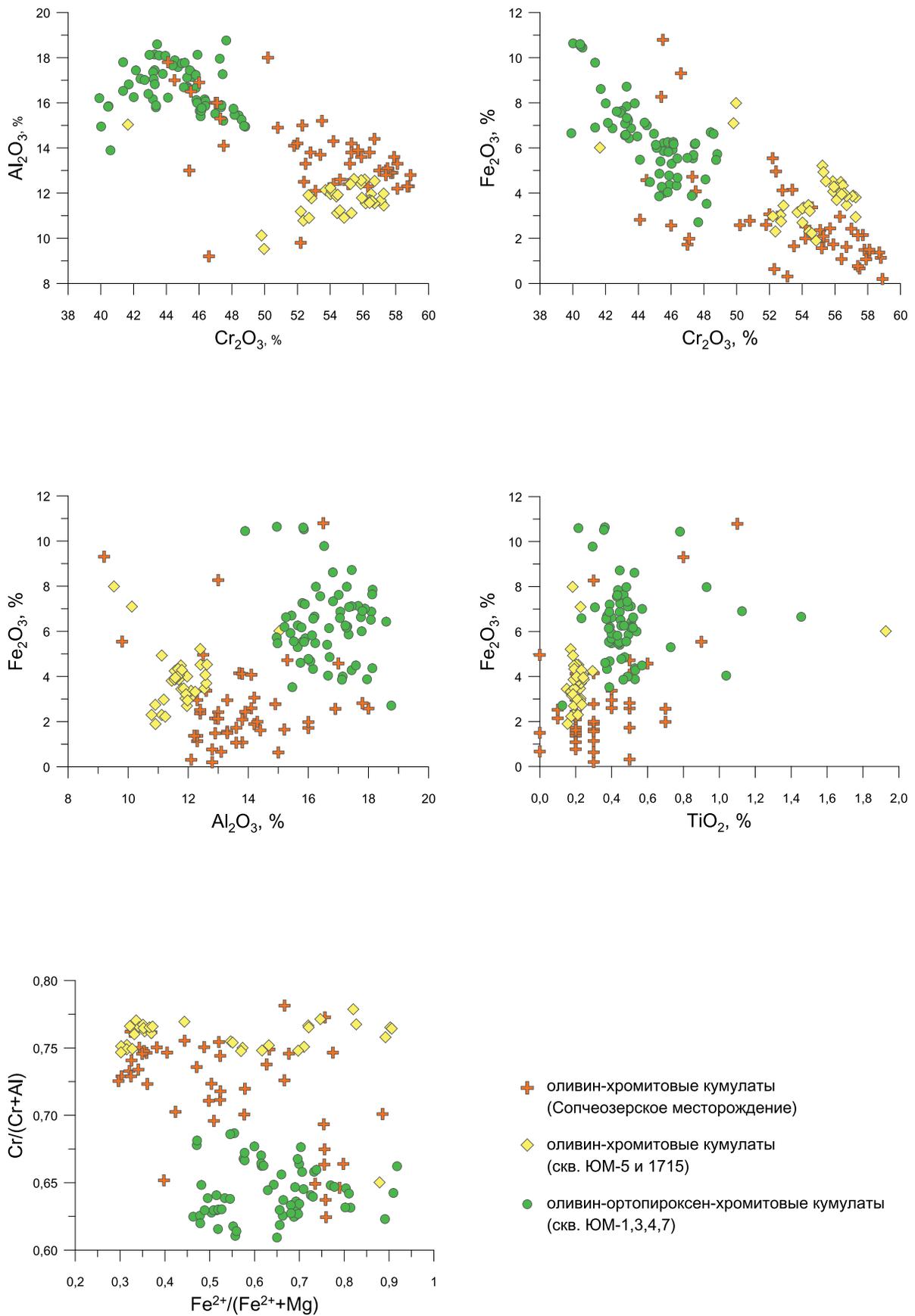


Рис. 3.26. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Мончетундровской интрузии

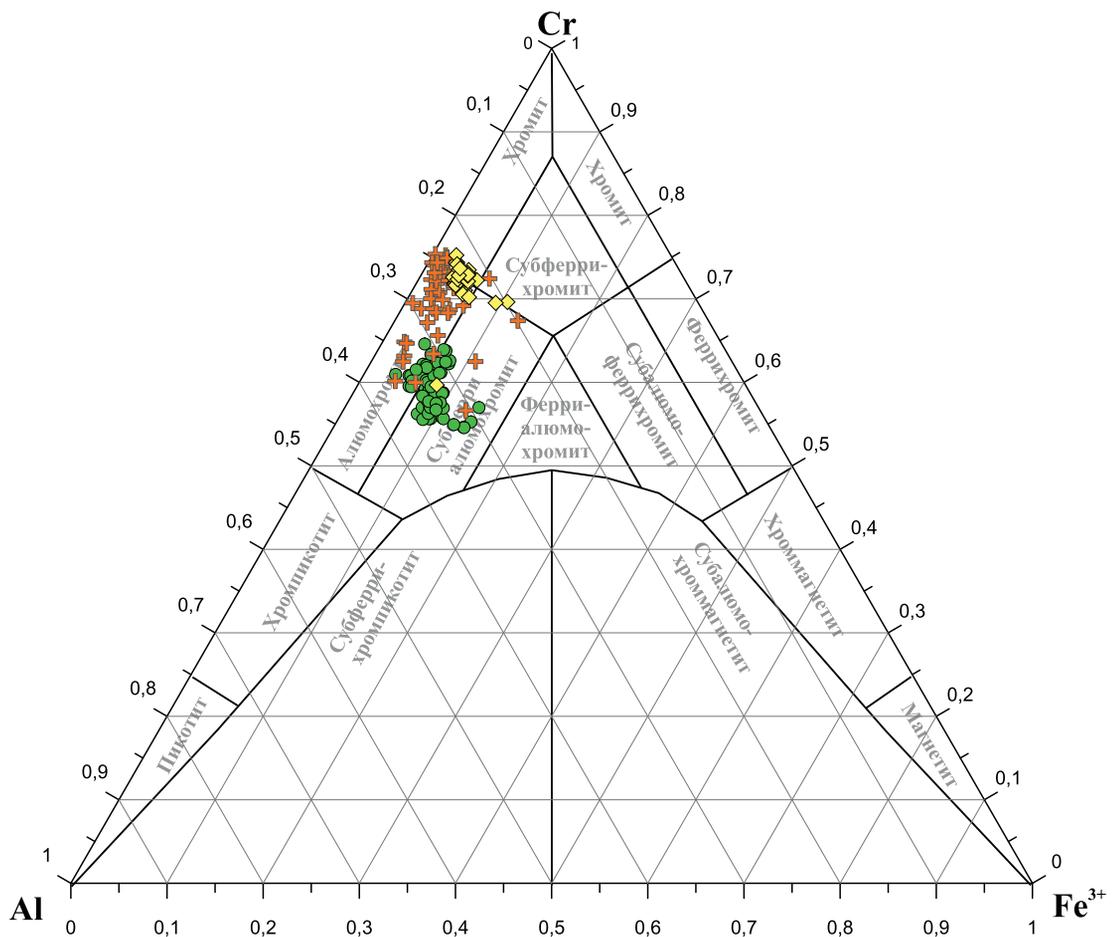


Рис. 3.27. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида Мончетундровской интрузии. Условные обозначения см. на рис. 3.26

Выводы

Близость первичного состава рудообразующих хромшпинелидов Сопчеозерского месторождения и рудного горизонта в дунитах скв. ЮМ-5, расположенной в центральной части Мончетундровской интрузии более чем в километре от контакта с Мончеплутоном, лишний раз свидетельствует о принадлежности Дунитового блока Мончетундровской интрузии, а не Мончеплутоном.

Первичный состав рудообразующих хромшпинелидов напрямую зависит от набора парагенных кумулусных минералов, слагающих руду, и, как следствие, от положения рудных залежей в разрезе интрузии. Хромшпинелид 1 типа (оливин-хромитовый парагенезис) представлен высокохромистым магниальным составом. Хромшпинелид 2 типа (оливин-ортопироксен-хромитовый парагенезис) имеет среднехромистый железистый состав с повышенным содержанием TiO_2 .

Сложный многомодальный характер распределения двухвалентных элементов, вероятно, указывает не только на метаморфические изменения, но и на субсолидусный обмен магнием и железом между силикатным цементом и хромшпинелидом, в результате которого шпинели бедных руд становятся более железистыми по сравнению с богатыми рудами.

Инtruзия Падос-Тундра

Геологическое строение

Инtruзия Падос-Тундра, расположенная в Мурманской области в северо-западной части Кольского полуострова, входит в состав Нотозерского гипербазитового комплекса, приуроченного к зоне надвига палеопротерозойского пояса лапландских гранулитов Кольско-Мезенского блока на архейский гранито-гнейсовый Беломорский блок. Инtruзия имеет овальную в плане форму, вытянута в северо-восточном направлении на 6 км, предполагаемая мощность составляет от 1,5 до 2,1 км, площадь – 13,4 км². Вмещающие породы представлены архейскими гранитами и гранодиорит-гнейсами. Южный и западный контакты носят инtruзивный характер, северный – тектонический, восточный – не изучен.

В обобщенном разрезе выделяются три зоны – эндоконтактовая, ритмично-расслоенная и верхняя (рис. 3.28).

Эндоконтактовая зона мощностью 10-20 м представлена тонко рассланцованными амфиболовыми породами.

Ритмично расслоенная зона сложена преобладающими ортопироксенитами и дунитами с количественно подчиненными им гарцбургитами. В составе серии выделяются семь ритмов, каждый из которых начинается с дунитов и заканчивается ортопироксенитами, границы между слоями четкие. Седьмой ритм представлен отдельными блоками дунитов, среди которых самыми крупными являются северо-западный, северный и северо-восточный. Предполагается, что этот ритм состоит из наиболее мощного (200-350 м) слоя дунитов и незначительного по мощности – ортопироксенитов. Гарцбургиты мощностью от 25 до 50 м развиты, в основном, в средних частях первого и третьего ритмов. В результате процессов автометаморфизма по первичным минералам гипербазитов получили развитие серпентин, антофиллит, тремолит, тальк, магнезит, вторичный магнетит, содержание которых сильно колеблется. В породах зоны развиты дайки мезо-лейкократовых габбро, диоритов и горнблендитов мощностью от 0,1 до 0,8 м.

Верхняя зона инtruзии фрагментарно прослежена на северо-востоке и представлена габбро-амфиболитами. Ориентировочная мощность зоны около 400 м. Предполагается, что в результате надвига основной ее объем был перекрыт вмещающими породами.

В результате процессов карельского тектогенеза в пределах инtruзии получили широкое развитие дайки плагиогранитов мощностью от 0,2 до 35 м и протяженностью от 250 до 1000 м. Они приурочены к крутопадающим тектоническим нарушениям северо-восточного простирания. Вокруг гранитных даек развиты контактово-метасоматические породы – оталькованные тонкорассланцованные серпентиниты, тальк-хлорит-актинолитовые, хлорит-тальковые и тальковые сланцы, спутанно-волокнистые актинолититы.

Изотопный Sm-Nd возраст инtruзии равен 2485 ± 77 млн лет.

Хромитоновость

В пределах массива Падос-Тундра выявлены четыре пластообразных горизонта вкрапленных руд и ряд линзовидных и столбообразных тел. Все они приурочены к дунитам и аподунитовым серпентинитам (рис. 3.28).

Первый хромитовый горизонт (Cr_1) мощностью от 0,05 до 0,5 м расположен в подошве аподунитовых серпентинитов первого ритма ритмично расслоенной серии. Он

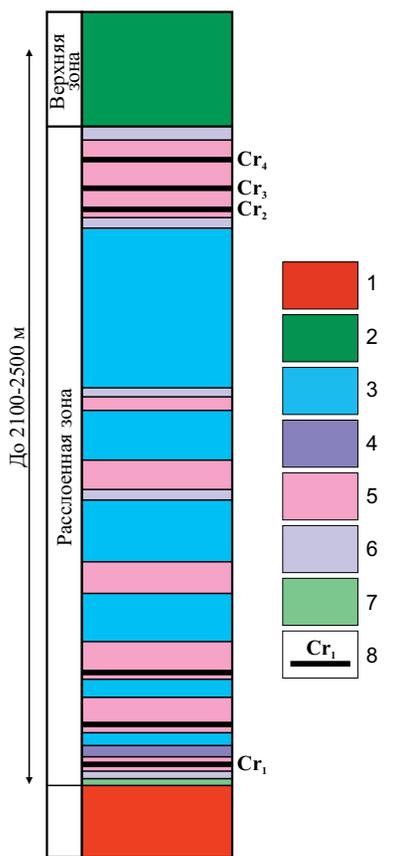


Рис. 3.28. Стратиграфическая колонка интрузии Падос-Тундра [24]:

- 1 – гранито- и гранодиорито-гнейсы;
- 2 – габбро; 3 – ортопироксениты;
- 4 – гарцбургиты; 5 – дуниты; 6 – серпентиниты; 7 – хлорит-биотит-амфиболовые породы зоны контакта;
- 8 – рудные пласты

состоит из хроммагнетит-хлоритового агрегата с максимальным содержанием Cr_2O_3 8,6 %.

Второй, третий и четвертый горизонты, а также линзовидные и столбообразные тела приурочены к северо-восточному дунитовому блоку седьмого ритма.

Второй горизонт (Cr_2) залегает в лежащем боку блока. Его предполагаемая протяженность в 1400 м установлена по развалам многочисленных валунов густовкрапленного и массивного хромита размером от 0,1 до 0,4-0,6 м, мощность по скважинам 3,1-10,6 м, содержание Cr_2O_3 в руде 19–33 %.

Третий горизонт (Cr_3) расположен в центральной части блока и прослежен по простиранию на 320 м. Представлен линзовидными телами длиной 1-5 м и мощностью 0,1-0,45 м, соединенными прожилками хромита. В юго-западной части горизонт разбит разломами на отдельные блоки со смещением от 1-2 до 15 м. Содержание Cr_2O_3 в руде 28-45 %.

Четвертый горизонт (Cr_4) залегает в висячем боку дунитового блока и прослежен по простиранию на 85 м. Для него характерна неоднородность строения с изменчивой мощностью от 0,2 до 1,75 м, содержание Cr_2O_3 в руде составляет 20–28 %.

В западной части дунитового блока на продолжении третьего и четвертого горизонтов расчистками вскрыты разобщенные крутопадающие столбообразные и линзовидные магнетит-хромитовые рудные тела с площадью поперечного сечения от 30 см² до 1,4 м². Содержание Cr_2O_3 в них составляет 20–43 %.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 23 анализами из рудных интервалов северо-восточного дунитового блока седьмого ритма [24].

Содержание Cr_2O_3 укладывается в узкий диапазон 50–54 %, содержание Al_2O_3 – 10-12 %. При этом между этими компонентами не проявлено никакой связи – $K_{корр}$ составляет -0,08 (рис. 3.29).

Содержание Fe_2O_3 имеет более широкий диапазон – от 2 до 8 % с модой около 6,5 %. Между Cr_2O_3 и Fe_2O_3 устанавливается значимая отрицательная связь с $K_{корр}$ -0,69.

Содержания MgO и FeO характеризуются более широким диапазоном по сравнению с трехвалентными элементами – 5-11 и 13–26 % соответственно. Между Al_2O_3 и MgO установлена положительная связь с $K_{корр}$ 0,47.

Рудообразующие хромшпинелиды отличаются повышенными содержаниями таких элементов-примесей как цинк и марганец – ZnO до 1,8 %, MnO до 2,36 %. Содержание TiO_2 лежит в диапазоне 0-0,4 %.

Хромшпинелиды в пластовых, линзовидных и столбообразных телах отличаются неоднородностью состава, выраженного в их зональном строении. Краевые части зерен практически лишены алюминия и обеднены хромом и магнием по сравнению

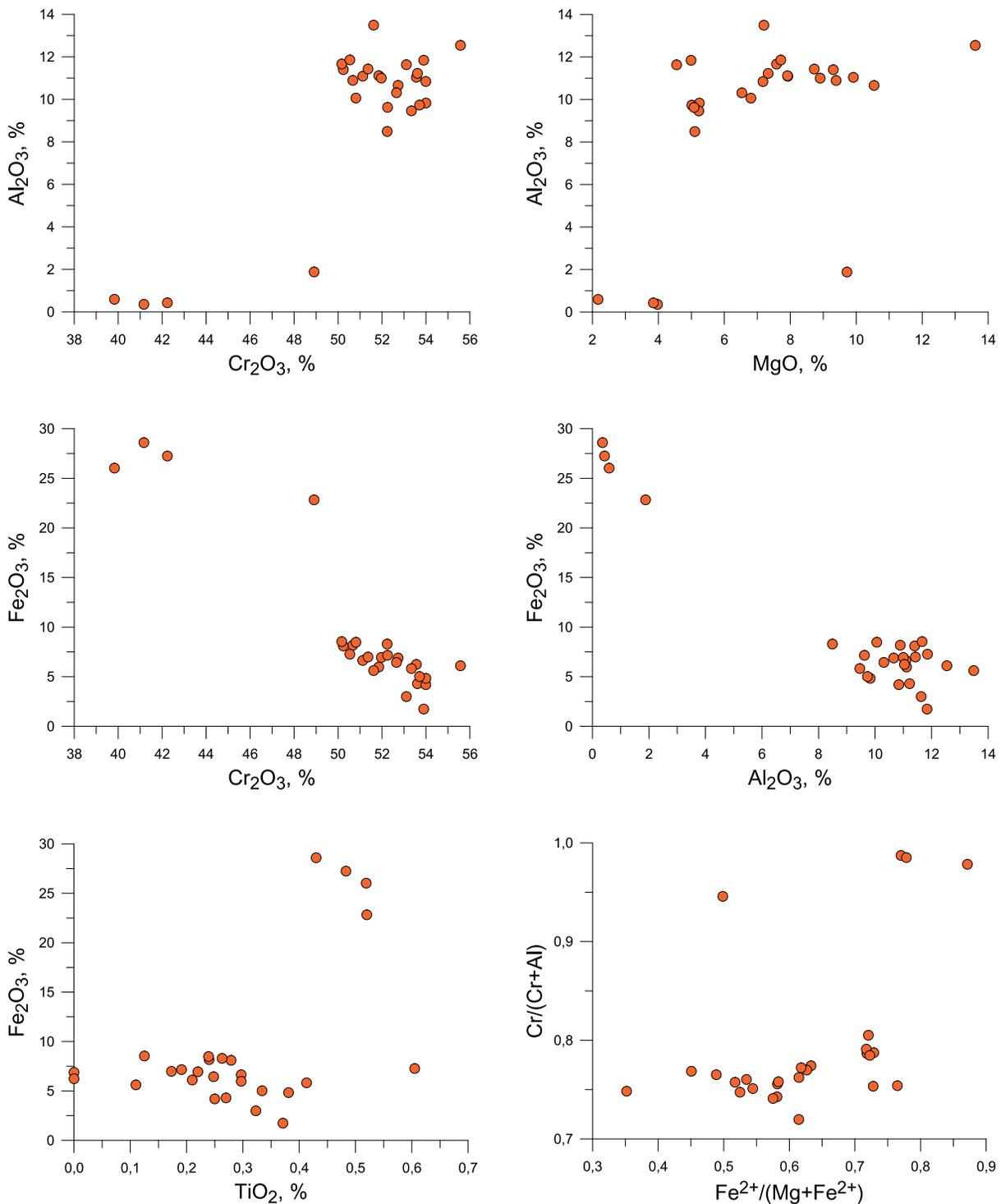


Рис. 3.29. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Падос-Тундра

с центральными частями (рис. 3.29), т. е. при переходе от центральных к краевым частям зерен происходило замещение Al и частично Cr на Fe³⁺, а Mg на Fe²⁺.

Подавляющее количество хромшпинелидов расположено в пограничной области между субферрихромитом и субферриалюмохромитом, единичные менее железистые шпинели – на границе хромита и алюмохромита, краевые оторочки зерен отвечают феррихромиту (рис. 3.30).

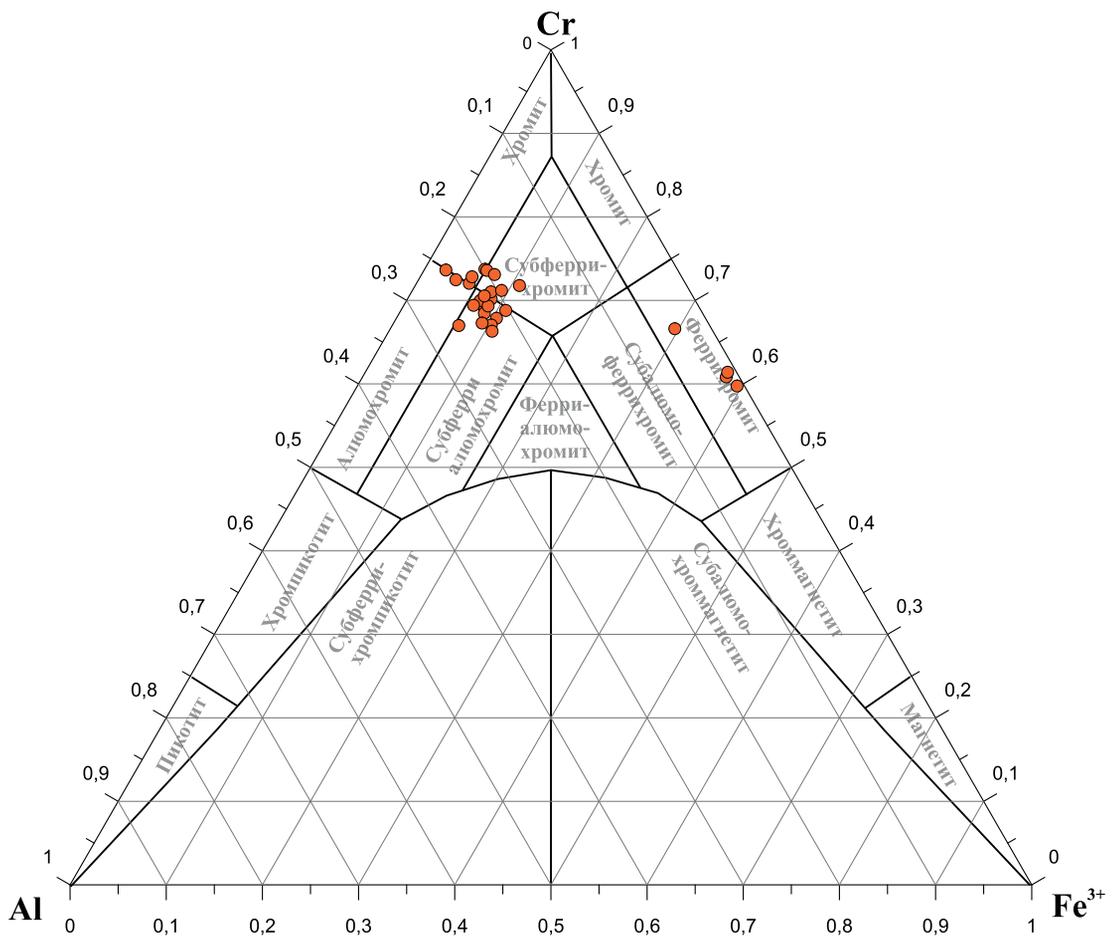


Рис. 3.30. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида интрузии Падос-Тундра

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды интрузии Падос-Тундра характеризуются достаточно высоким показателем #Cr – 0,7–0,8, средним показателем #Fe – мода 0,61 и низким содержанием TiO_2 – мода 0,25 %.

Хромшпинелиды в пластовых, линзовидных и столбообразных телах отличаются неоднородностью состава, выраженного в их зональном строении.

Стиллиотер (США)

Геологическое строение

Интрузивный комплекс Стиллиотер (США, штат Монтана), расположенный в краевой части архейского гранито-гнейсового блока, прорывает метаосадочные породы верхнего архея-нижнего протерозоя. Крутопадающая интрузия площадью 180 км² имеет пластообразную форму, ее длина 47 км при максимальной ширине 8 км² (рис. 3.31). Контакты тектонические. В северо-западной части комплекс перекрыт осадочными отложениями палеозоя-мезозоя. Разрывными нарушениями интрузив разбит на блоки. Возраст интрузии 2,7 млрд лет.

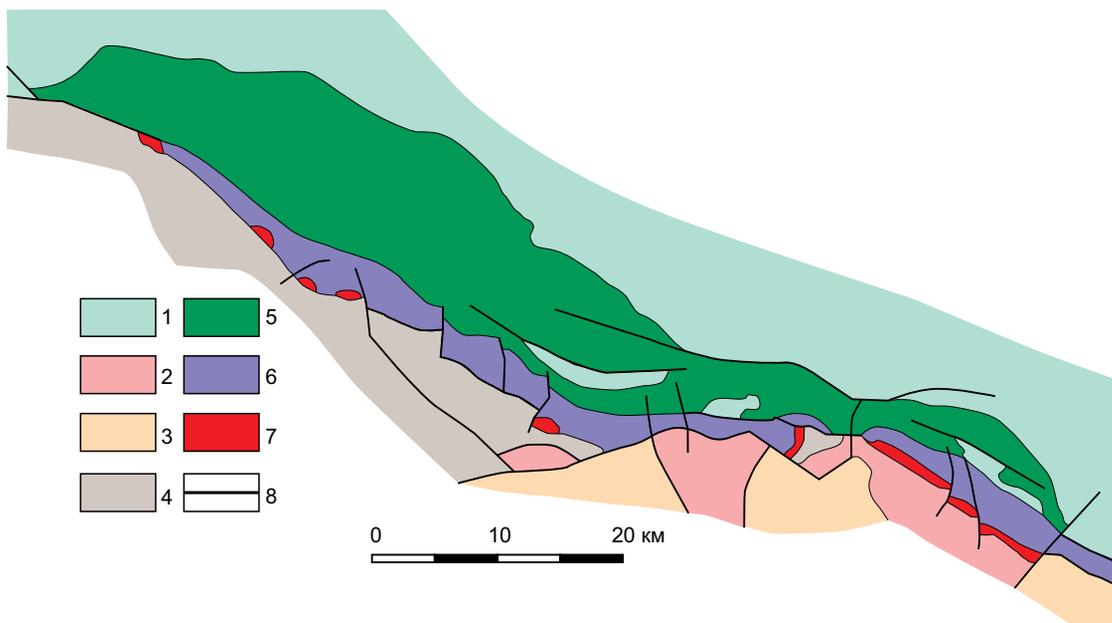


Рис. 3.31. Схематическая геологическая карта интрузии Стиллиотер [74]:

- 1 – мезозойские и палеозойские осадочные породы; 2 – архейские кварцевые монзониты;
 3 – архейские гранито-гнейсы; 4 – архейские метаосадочные породы; Стиллиотерский интрузивный комплекс
 5–7: 5 – Расслоенная зона; 6 – Гипербазитовая зона; 7 – Базальная зона; 8 – тектонические нарушения

В стратиграфическом разрезе интрузии снизу вверх выделяются три зоны: Базальная с низкосортными медно-никелевыми рудами, Гипербазитовая с хромититами и Расслоенная. Последняя подразделяется на подзоны: нижнюю с платиноидной минерализацией (J-M риф, содержание МПГ 20–25 г/т), среднюю с платиноидами (Picket Pin, содержание МПГ до 3 г/т) и верхнюю (рис. 3.32). Границы зон и подзон проводятся по появлению и (или) исчезновению одного или нескольких кумулятивных минералов.

Базальная зона мощностью до 500 м сложена норитами, преобладающими в нижней части, и бронзититами – в верхней.

Появление оливина в породах знаменует переход к Гипербазитовой зоне мощностью от 840 до 2000 м. Нижние две трети разреза зоны имеют ритмичное строение и сложены чередующимися слоями гарцбургита, бронзитита и дунита с прослоями хромититов (перидотитовая подзона), тогда как верхняя треть представляет собой мощный бронзититовый горизонт (пироксенитовая подзона). Ритмичных циклов, слагающих низы зоны, насчитывается от 15 до 21 в самой мощной части интрузии, 15 их них имеют полную последовательность (дунит-гарцбургит-бронзитит), в пяти отсутствует перидотитовый элемент, и один не содержит бронзитита. В половине ритмич-

ных циклов отмечаются хромититы. Хромититы всегда встречаются в дунитах, но не у самого основания слоя. Самые мощные рудные горизонты имеют резкий нижний контакт и постепенный верхний. Мощность слоев хромитита колеблется от сантиметров до 8 м, содержание Cr_2O_3 – от 35 до 47 %.

Расслоенная зона имеет мощность около 4,5 км. Она состоит из чередования габброидов: норитов, габбро, троктолитов и анортозитов и подразделяется на шесть циклов. К нижней её части относятся два первых цикла, каждый из которых снизу сложен норитом, а сверху – габбро. Эти два цикла разделены так называемой оливинсодержащей зоной OBZ1, состоящей преимущественно из анортозитов (плагиоклазовых кумулатов), плагиоклазовых лерцолитов, гарцбургитов и меланократовых троктолитов (оливиновых кумулатов). Внутри зоны OBZ1 залегает обогащённый сульфидами обособленный слой – риф J-M. Этот платиноносный горизонт (своего рода промышленный) – генетический аналог рифа Меренского в Бушвелде. Риф J-M представляет собой прерывистый слой троктолитов, анортозитов и норитов мощностью около 2 метров, в котором наблюдается вкрапленность богатых платиноидами сульфидов (0,5 – 2 %). По современным представлениям зона OBZ1 и риф J-M образовались в результате смешивания импульсно поступающих магм, из которых одна была источником серы сульфидов, а другая – платиноидов. В составе четырех верхних циклов (средняя и верхняя подзоны) преобладает габбро с маломощными прослоями анортозитов.

Как показали геохимические исследования, в образовании Стиллуотерского комплекса участвовали две основные магмы, несколько различавшиеся по петрохимическому составу. Магма, образовавшая гипербазитовую серию, была относительно обогащена MgO и SiO ; магма, образовавшая расслоенную серию, была толеитовой. Изотопный состав и спектр редких земель свидетельствуют о некотором влиянии на магматические расплавы вещества древней земной коры.

Хромитоносность

Хромититовые слои приурочены к перидотитовой подзоне Гипербазитовой зоны, где они располагаются в основании составляющих её дунит-гарцбургит-бронзититовых циклических единиц. От подошвы подзоны до ее кровли насчитываются десять крутопадающих (под углом 60°), выдержанных по простиранию рудных пластов, поименованных буквенными индексами от А до К (лат.). Мощность меняется от первых сантиметров до 8 м. Самым мощным является пласт G – от 1 до 8 м; пласт Н имеет мощность до 1,3 м; пласт В состоит из трех слоев мощностью от 0,2 до 1 м каждый; пласт А – 0,3 м; пласт К сложен двумя прослоями мощностью от 2 до 4 см каждый. Другие слои имеют мощность менее 4 см. Распределение хромшпинелида в отдель-

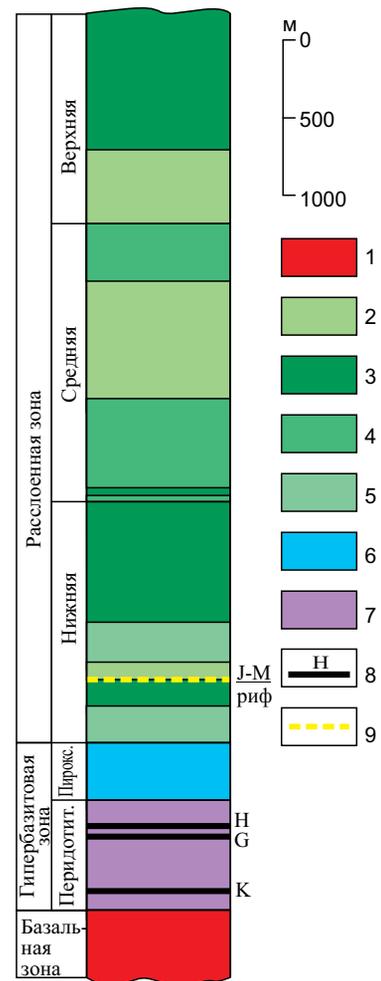


Рис. 3.32. Стратиграфическая колонка интрузии Стиллуотер [74]:

- 1 – Базальная зона; 2 – троктолиты;
- 3 – габбро; 4 – анортозиты; 5 – нориты;
- 6 – бронзититы; 7 – дуниты/гарцбургиты; 8 – рудные пласти;
- 9 – J-M риф

ных рудных пластах различно. В пласте Н его количество вверх по разрезу постепенно падает от 100 % в массивных сплошных рудах до 1 % во вмещающих дунитах, в пласте G базальный слой сплошного хромитита перекрывается серией тонко переслаивающихся слоев хромитита и оливинового хромитита с небольшими количественными изменениями слагающих руду минералов.

Самые высокие содержания Cr_2O_3 и отношения Cr/Fe установлены в хромититовых слоях G и H [10].

Добыча хромитов ведется попутно с обработкой платиноносного J-M-рифа, который при мощности 1–3 м (в среднем 2 м) прослеживается по простиранию на расстоянии свыше 40 км. Среднее содержание платиновых металлов составляет 21,8 г/т, из которых палладия 73 %, платины 21 %, родия 2,8 %.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида интрузии Стиллуотер представлен 244 зондовыми анализами из хромититов перидотитовой подзоны [10, 66].

Содержание Cr_2O_3 изменяется от 35 до 45 %, мода составляет 40 % (рис. 3.33).

Интервал содержания Al_2O_3 , 16–22 %, мода соответствует 20,5 %. Модальное значение содержания Fe_2O_3 – 7 %, проявлен и более железистый состав с содержанием до 14 %. Максимальная плотность распределения TiO_2 соответствует 0,4–0,8 %, мода 0,61 %, в железистых разностях его содержание превышает 2 %.

Наибольший разброс значений характерен для FeO – 14–28 %, максимальная плотность распределения лежит в интервале 20–24 %. Содержание MgO имеет довольно узкий диапазон от 4 до 10 % с модой 6–8 %.

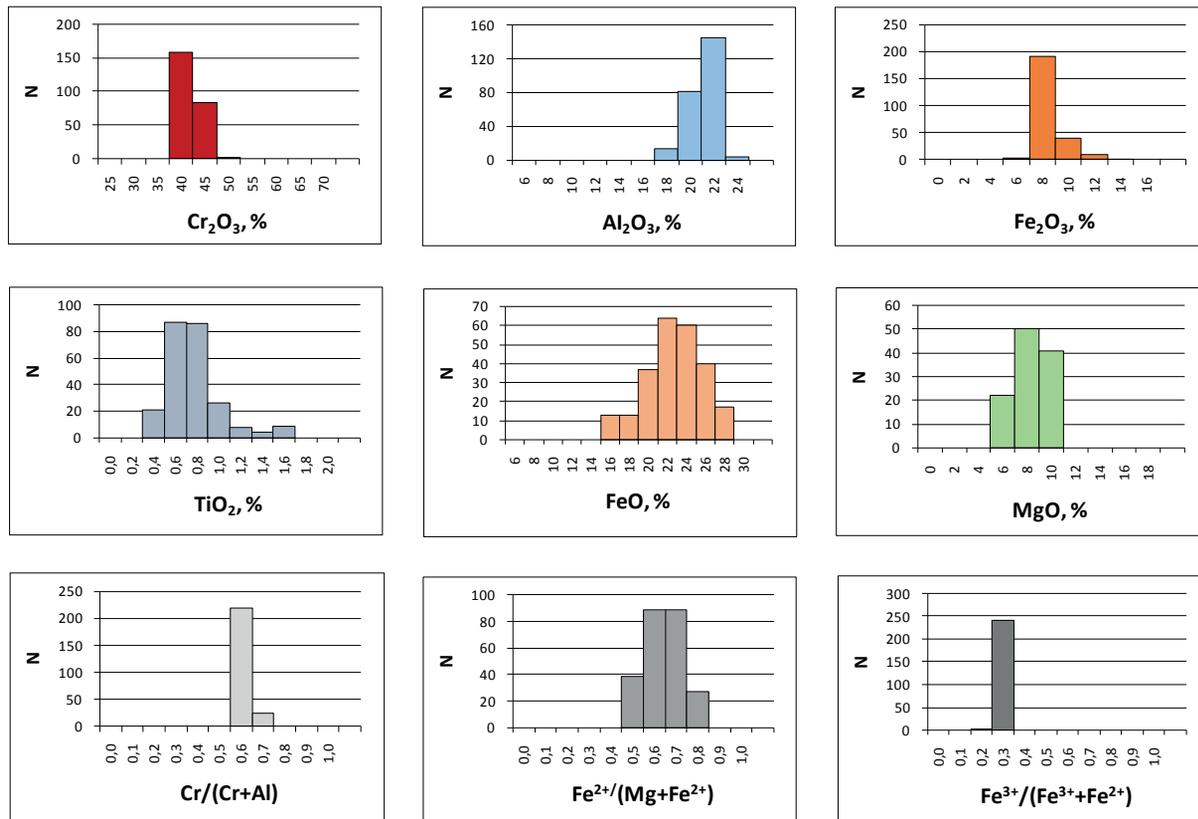


Рис. 3.33. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Стиллуотер

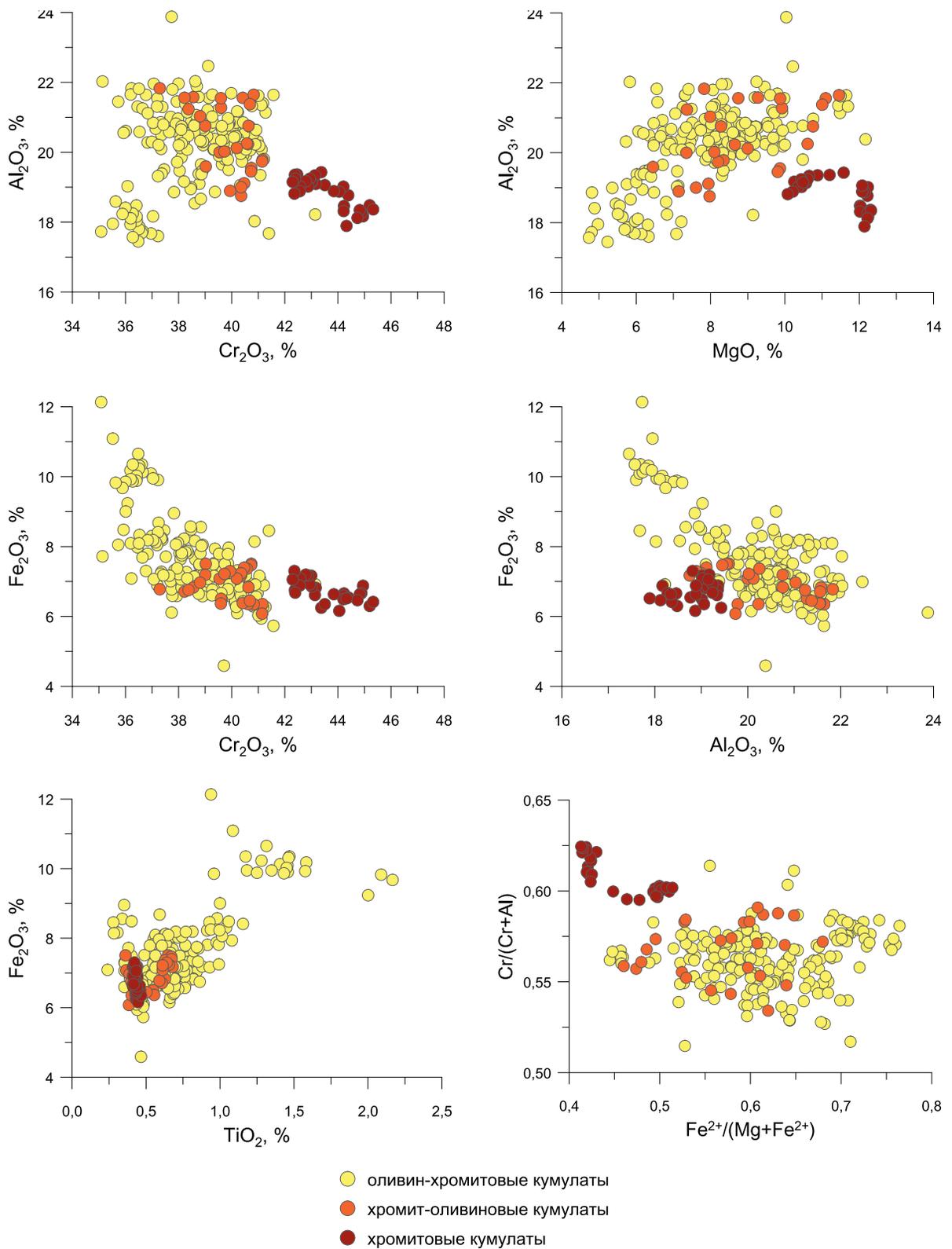


Рис. 3.34. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Стиллиуотер

Моды показателей $\#Cr$ и $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ соответствуют 0,5–0,6 и 0,2–0,3, составляя более 90 % от всех значений. Показатель $\#Fe$ меняется в широком диапазоне – от 0,4 до 0,8, а наиболее часто встречающиеся его значения соответствуют 0,5–0,7.

Состав рудообразующего хромшпинелида Перидотитовой подзоны зависит от его стратиграфического положения в разрезе. Так среднее содержание Cr_2O_3 в слое А варьирует от 44 %, в слое К – до 41 %, а отношение Cr/Fe меняется от 1,42 до 1,90.

Состав шпинели зависит от количественного соотношения хромшпинелида и кумулятивного оливина в руде. Более хромистые шпинелиды отмечены в основании циклических единиц, представленных слоем массивного сплошного хромита (с резким нижним контактом), не содержащим оливина. Содержание Cr_2O_3 в массивных рудах слоев G и H на 2–3 % выше, чем во вкрапленных, залегающих гипсометрически выше. Отношение Cr/Fe в массивной руде также выше (рис. 3.34). Помимо Cr_2O_3 хромшпинелиды из подошвы хромититовых пластов обогащены MgO и обеднены Fe_2O_3 и FeO по сравнению с хромшпинелидами из кровли.

К другим типохимическим особенностям относятся отрицательные связи между Cr_2O_3 , с одной стороны, и Fe_2O_3 и Al_2O_3 , с другой, для всех типов руд; положительные связи между Fe_2O_3 и TiO_2 для хромшпинелидов вкрапленных руд (оливин-хромитовые и хромит-оливиновые кумулаты) и их отсутствие для сплошных руд (хромитовые кумулаты). Последние являются наименее титанистыми.

Основной минеральной разновидностью рудообразующих хромшпинелидов Стиллаутера является субферриалюмохромит. Все составы, невзирая на тип руды по густоте вкрапленности, сконцентрированы в нижней половине этой области (рис. 3.35).

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды Стиллаутера характеризуются самым низким показателем $\#Cr$ – 0,5–0,6, средним показателем $\#Fe$ – 0,5–0,7 и повышенным содержанием TiO_2 с модой 0,6 %.

Хромшпинелиды из нижней части хромититового пласта, сложенной, как правило, сплошной рудой, обогащены Cr_2O_3 и MgO и обеднены Fe_2O_3 и FeO по сравнению с хромшпинелидами из кровлевой части, представляющей вкрапленные руды.

Основной минеральной разновидностью рудообразующего хромшпинелида Стиллаутера является субферриалюмохромит, фигуративные точки состава которого занимают низы этой области.

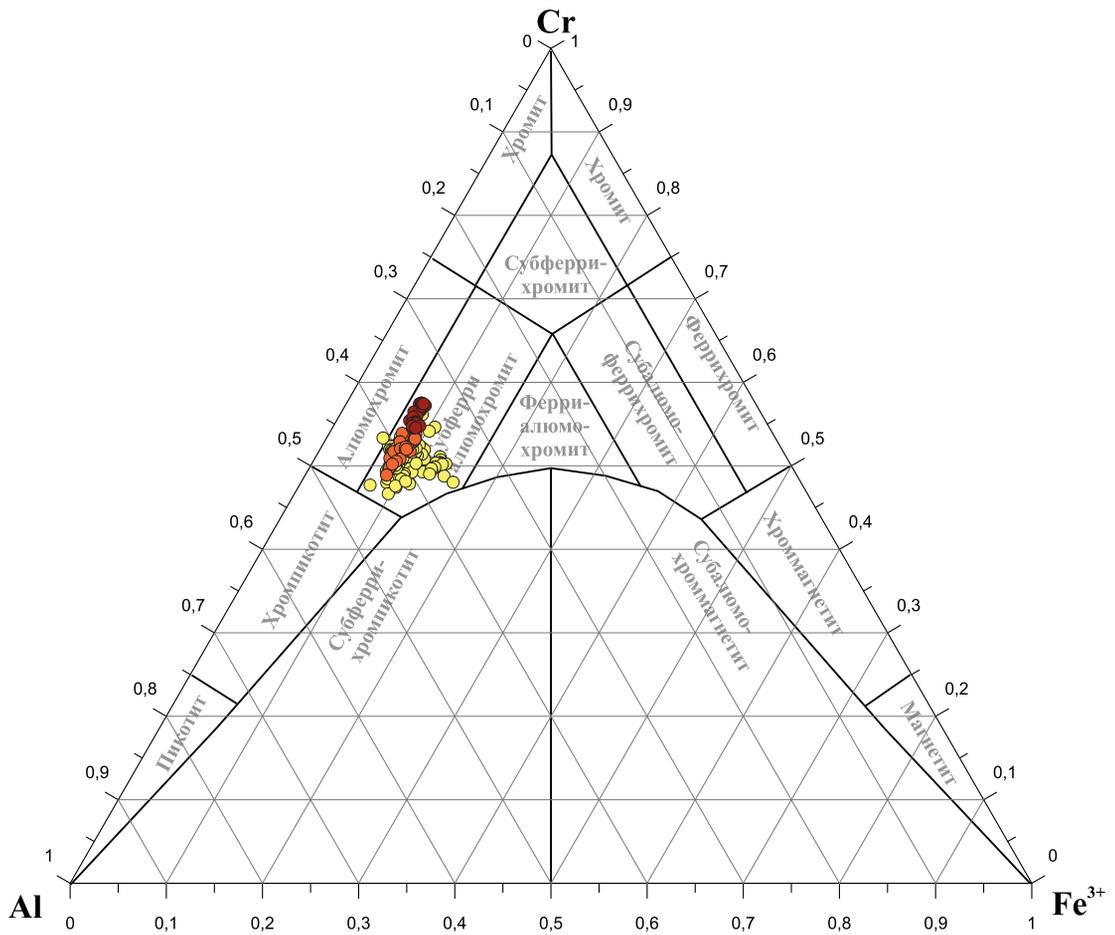


Рис. 3.35. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида интрузии Стиллуотер. Условные обозначения см. на рис. 3.34

Инtruзия McFaulds Lake Огненного кольца (Ring of Fire) (Канада)

Геологическое строение

Многочисленные базит-гипербазитовые интрузии стратиформного типа с хромовой, Ni-Cu-(PGE) и Fe-Ti-V минерализацией, получившие название «Огненное кольцо» (Ring of Fire), расположены в раннеархейских зеленокаменных поясах, окаймляющих крупный архейский гранито-гнейсовый купол (кратон Superior, Канадский щит), представляющий собой фрагмент древней континентальной коры.

Базит-гипербазитовая интрузия McFaulds Lake, вмещающая месторождения хромовых руд мирового класса с суммарными запасами и ресурсами 286 млн т, залегает в раннеархейском зеленокаменном поясе Sachigo на юго-востоке Огненного кольца. Возраст интрузии составляет 2,7 млрд лет. Она расположена на землях индейских общин на севере провинции Онтарио (Канада) в 280 км севернее г. Накина.

Интрузия представляет собой плитообразное субвертикальное тело северо-восточного простирания с воронкообразными расширениями на юго-западном и северо-восточном окончаниях. Ее длина составляет 40 км, ширина 1–5 км. В центральной и северо-восточной частях локализованы хромитовые месторождения Black Thor, Black Label, Black Creek и Big Daddy, в юго-западной – Black Horse, Blackbird и сульфидные медно-никелевые месторождения Eagle's Nest 1, 2 (рис. 3.36).

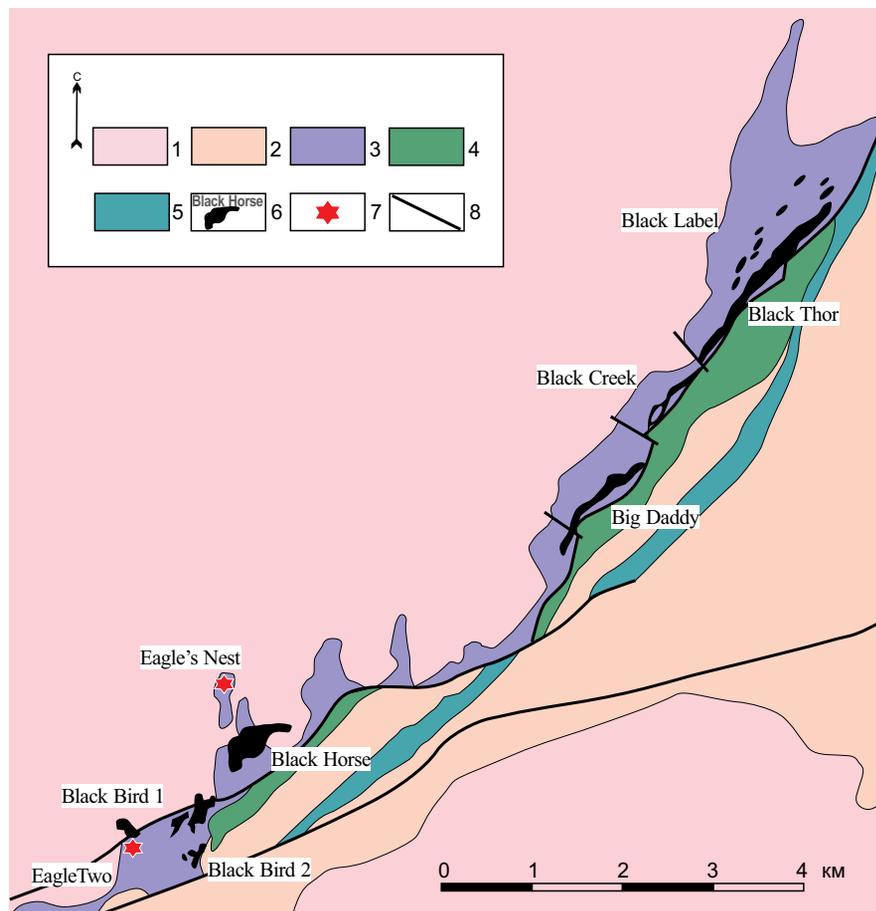


Рис. 3.36. Схематическая геологическая карта интрузии McFaulds Lake, Огненное Кольцо (Ring of Fire) [65]:

- 1 – верхнеархейские тоналиты, гранодиориты, граниты;
- 2 – верхнеархейские метавулканы и метаосадки;
- 3 – гипербазитовые породы;
- 4 – габброиды;
- 5 – феррогабброиды;
- 6 – хромитовые месторождения;
- 7 – сульфидно-никелевые месторождения;
- 8 – разломы

Инtruзия сложена дунитами, перидотитами, пироксенитами и габбро. Снизу вверх в ней выделяют четыре зоны (серии) (рис. 3.37):

1. Нижняя гипербазитовая – переслаивание дунитов, лерцолитов и вебстеритов;
2. Средняя гипербазитовая – переслаивание дунитов, лерцолитов и вебстеритов с двумя нижними и более мощными верхними хромититами;
3. Верхняя гипербазитовая серия – лерцолиты, вебстериты;
4. Базитовая – мелано-, мезо-, лейкогаббро с прослоями анортозитов.

Хромовое оруденение локализовано в средней гипербазитовой части на двух стратиграфических уровнях – нижнем с месторождениями Black Label, Black Horse, Black Bird и верхнем более мощном – месторождения Black Thor, Black Creek, Big Daddy.

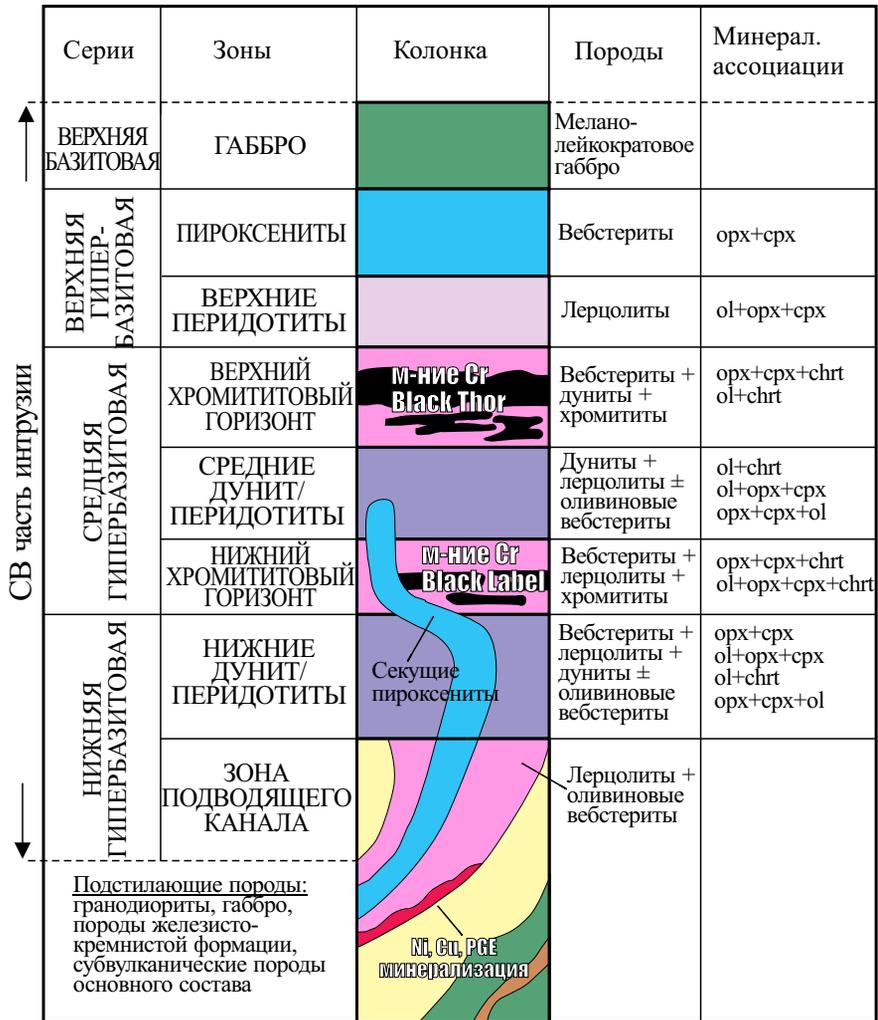


Рис. 3.37. Схематический разрез инtruзии McFaulds Lake, Огненное Кольцо [59]

Хромитонность

В пределах инtruзии выявлены шесть месторождений хромовых руд – Black Label, Black Thor, Black Creek, Big Daddy, Black Horse, Black Bird, (рис. 3.36). Хромититы слагают преимущественно пластовые тела мощностью от 2 до 60 м и протяженностью от 0,6 до 2,6 км и представлены сплошными и вкрапленными рудами с варьирующими содержаниями хромшпинелида.

Месторождение Black Thor локализовано в верхней части средней гипербазитовой зоны в переслаивающихся гарцбургитах и дунитах. Крутопадающая под углом 75–85° рудная зона прослежена на 2,6 км при мощности 10–100 м и представлена двумя

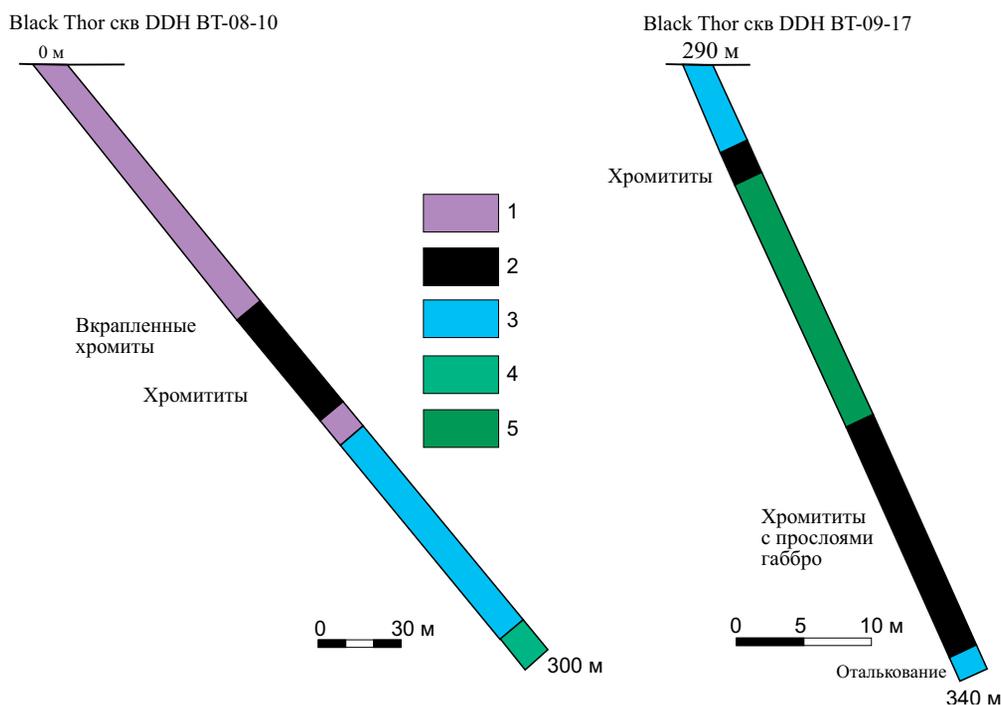


Рис. 3.38. Разрез по скважинам BT10-08- и BT17-09- месторождения Black Thor [68]:
 1 – дуниты-гарцбургиты; 2 – хромититы; 3 – пироксениты- оливиновые пироксениты; 4 – лейкогаббро; 5 – габбро

пластовыми телами. Верхнее, мощностью 45 м, залегает в дунит-гарцбургитах. Нижнее, мощностью 38 м, включает в себя 20-метровый интервал биотитовых габбро, подстилается и перекрывается пироксенитами-оливиновыми пироксенитами (рис. 3.38). Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах – 31,5 % (максимальное 52 %), Cr/Fe 1,8.

Месторождение Black Label представлено тремя пластовыми телами мощностью 54, 32 и 8 м, залегающими в гарцбургитах и дунит-гарцбургитах гипсометрически ниже руд месторождения Black Thor (рис. 3.39). Вкрапленные и массивные руды месторождения прослежены на 2,2 км по простираению.

На месторождение Big Daddy (рис. 3.40) выявлено три пластовых тела – главный хромитовый пласт мощностью около 45 м, залегающий среди пироксенитов-оливиновых пироксенитов, и два, лежащих выше, маломощных пласта мощностью первые метры, залегающих среди гетерогенных пироксенитов и разделенных 20-метровым интервалом дунит-гарцбургитов. Содержание Cr_2O_3 в рудах составляет 28,5 %.

Месторождение Black Bird, локализованное в дунитах, представлено двумя крутопадающими линзовидными телами массивных руд протяженностью до 300 м и мощностью до 30 м и «столбообразными» телами с извилистыми контактами размером 250x500 м и 320x125 м, сложенными полосчатыми рудами (чередование дунитов и хромититов).

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида интрузии представлен 3731 зондовыми анализами [68]. Месторождение Black Label – 1337 анализов, Black Thor – 1182 и Big Daddy – 1212.

Содержание Cr_2O_3 изменяется от 42 до 54 %, максимальная плотность распределения значений лежит в интервале 48–52 % (рис. 3.41). Диапазон содержания Al_2O_3 намного уже – 12–18 % с модой 14–16 %. Модальное значение содержания Fe_2O_3 – 4–6 % при разбросе от 2 до 8 %. Содержание TiO_2 изменяется в диапазоне 0,2–1,0 %, максимальная плотность распределения значений соответствует 0,4–0,6 %.

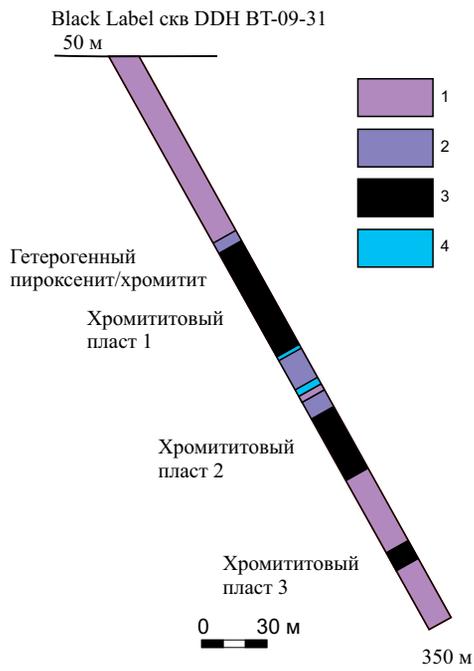


Рис. 3.39. Разрез по скважине DDH BT31-09-месторождения Black Label [68]:

1 – дуниты-гарцбургиты; 2 – гарцбургиты; 3 – хромититы; 4 – пироксениты-оливиновые пироксениты

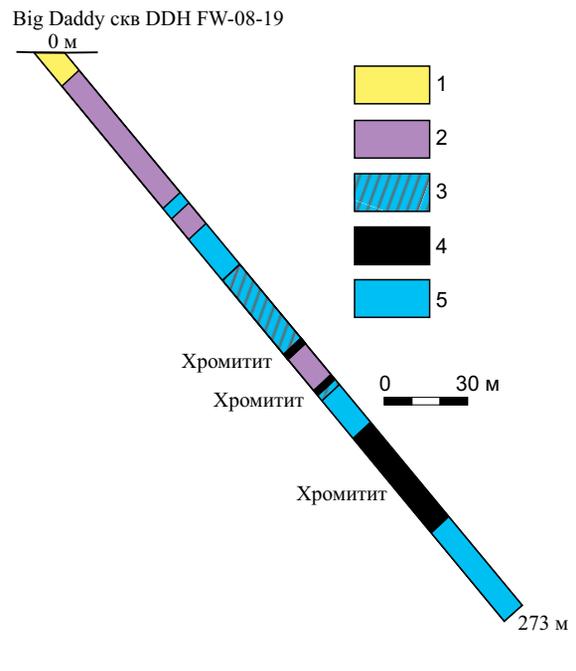


Рис. 3.40. Разрез по скважине DDH WF19-08-месторождения Big Daddy [68]:

1 – четвертичные отложения; 2 – дуниты-гарцбургиты; 3 – гетерогенные гарцбургиты; 4 – хромититы; 5 – пироксениты-оливиновые пироксениты

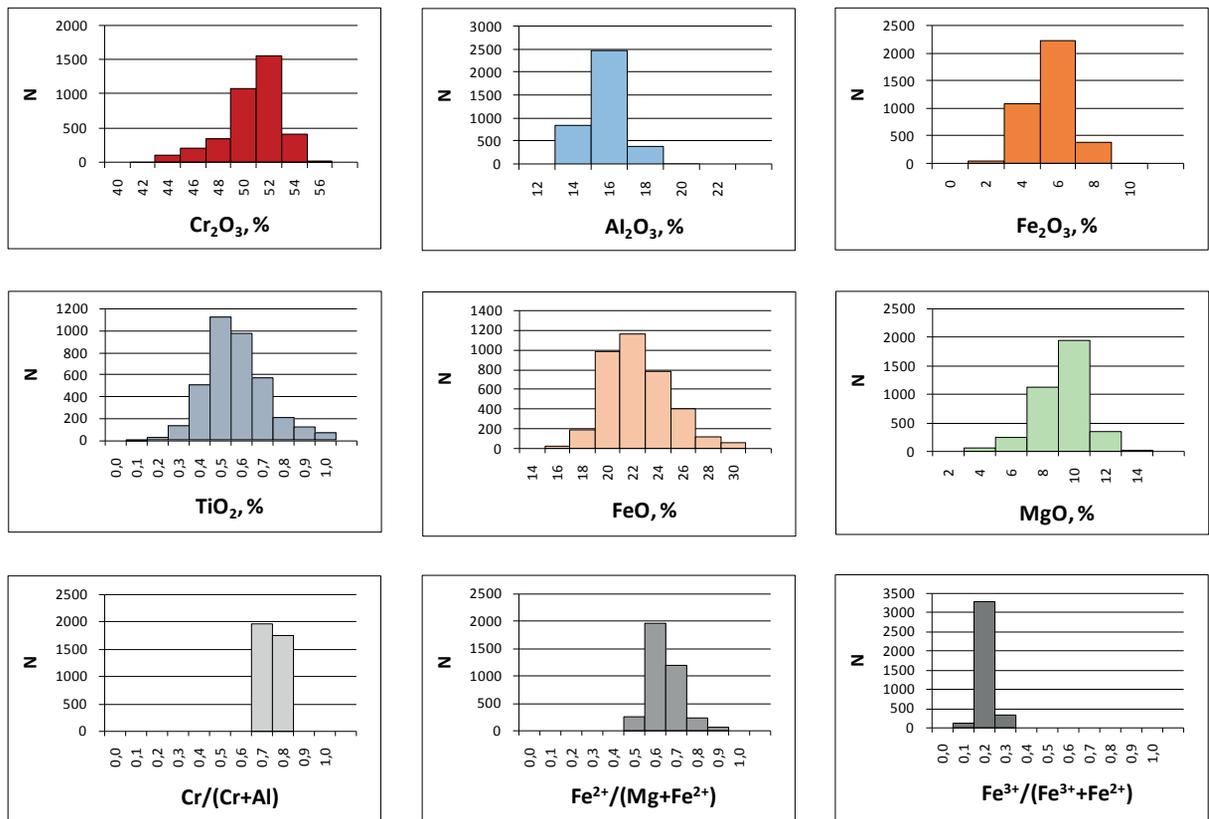


Рис. 3.41. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии McFaulds Lake, Огненное Кольцо

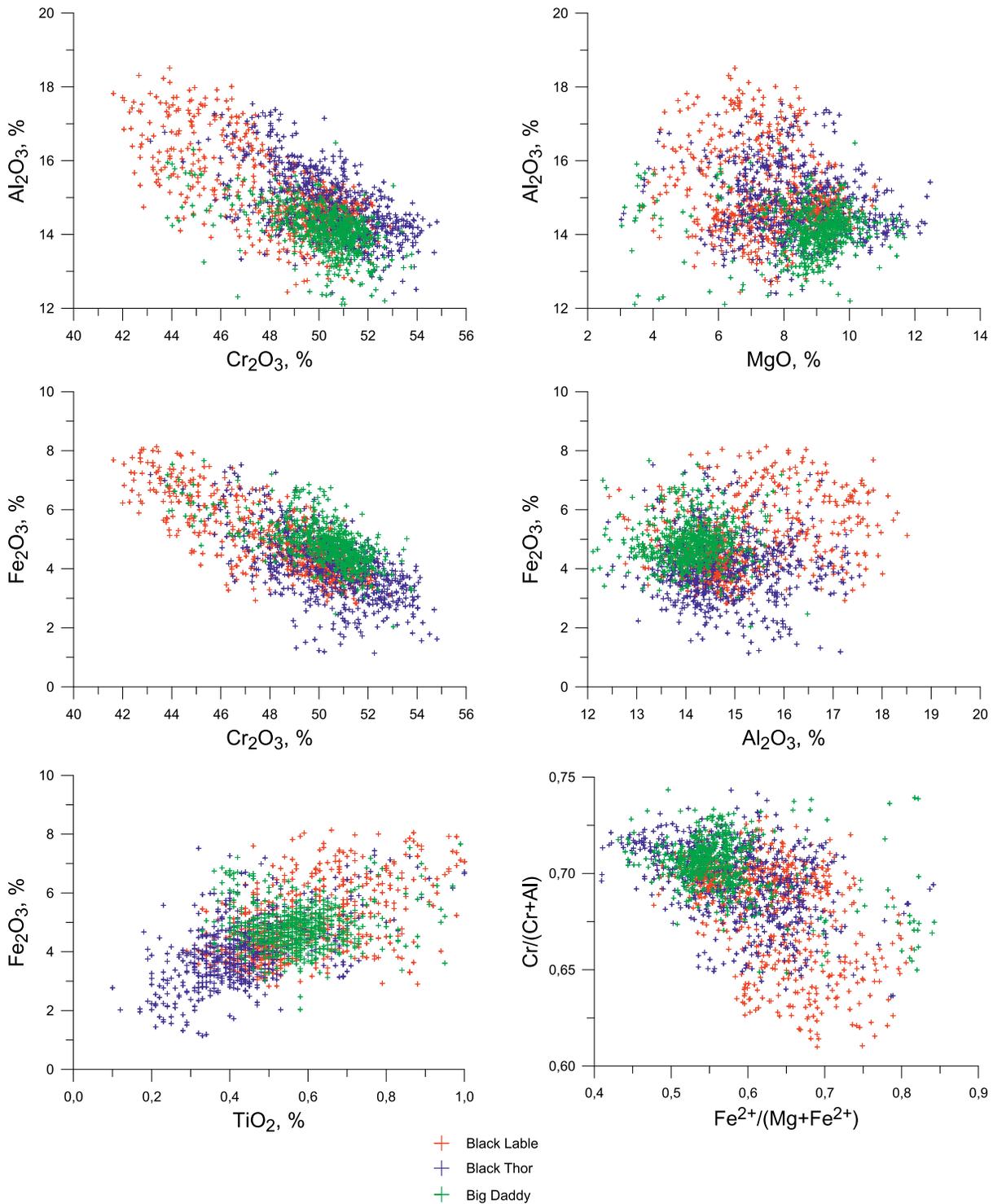


Рис. 3.42. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии McFaulds Lake Огненное Кольцо (*на диаграмме нанесены каждые вторые составы по всем месторождениям)

Содержания FeO лежат в диапазоне 16–30 %, наиболее часто встречающиеся значения составляют 18–22 %. Содержания MgO изменяются от 4 до 12 % с модой 8–10 %.

Величина показателя #Fe укладывается в интервал 0,6–0,8. Мода показателя $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ соответствует 0,1–0,2, составляя 88 % от всех значений. Показатель #Fe меняется в широком диапазоне – от 0,4 до 0,8, максимальная плотность распределения значений соответствует 0,5–0,7.

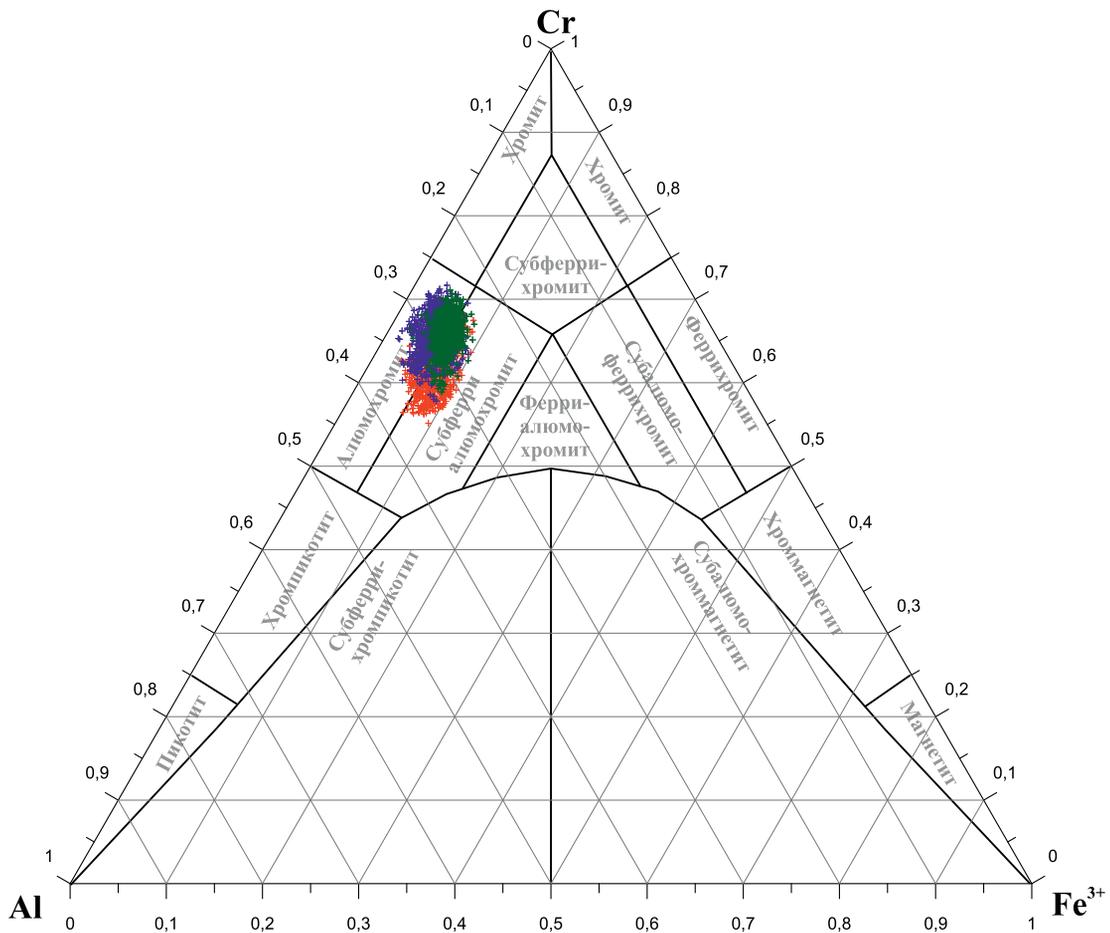


Рис. 3.43. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида интрузии McFaulds Lake, Огненное Кольцо. Условные обозначения см. на рис. 3.42

Рудообразующие хромшпинелиды как в целом по интрузии, так и по отдельным месторождениям характеризуются значимыми отрицательными связями между Cr_2O_3 - Al_2O_3 ($K_{\text{корр.}} -0,64$), Cr_2O_3 - Fe_2O_3 ($K_{\text{корр.}} -0,70$), показателями $\#Cr$ - $\#Fe$ ($K_{\text{корр.}} -0,51$); положительными связями между TiO_2 - Fe_2O_3 ($K_{\text{корр.}} 0,53$), Cr_2O_3 - MgO ($K_{\text{корр.}} 0,68$) (рис. 3.42).

Хромшпинелиды месторождения Black Label, несмотря на то, что оно находится гипсометрически ниже месторождений Black Thor и Big Daddy и вмещающими породами для него служат дунит-гарцбургиты, являются менее хромистыми (мода Cr_2O_3 45–50 %, против 50–55 %) и более железистыми (мода FeO 20–24 %, против 18–22 %; мода $\#Fe$ 0,6–0,7, против 0,5–0,6). Модальные значения Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 полностью совпадают как для месторождения Black Label, так и для месторождений Black Thor и Big Daddy.

Основной минеральной разновидностью хромшпинелидов интрузии являются алюмохромит и субферриалюмохромит. Фигуративные точки составов занимают их пограничную область, располагаясь под острым углом к оси Cr-Al (рис. 3.43).

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды интрузии имеют средний показатель $\#Cr$ — 0,6–0,8 и самый низкий показатель $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ.}}$ — мода 0,16.

Основными минеральными разновидностями хромшпинелидов интрузии являются алюмохромит и субферриалюмохромит.

Рудообразующие хромшпинелиды как в целом по интрузии, так и по отдельным месторождениям характеризуются значимыми отрицательными связями между Cr_2O_3 - Al_2O_3 , Cr_2O_3 - Fe_2O_3 , показателями $\#Cr$ - $\#Fe$ и положительными связями между TiO_2 - Fe_2O_3 , Cr_2O_3 - MgO .

Инtruзия Кампо-Формозо (Бразилия)

Геологическое строение

В Бразилии крупное хромитовое месторождение Кампо-Формозо с ресурсным потенциалом 52 млн т находится на северо-востоке страны в штате Бахия (Bahia), вблизи г. Бонфин. Месторождение приурочено к расслоенной инtruзии Кампо-Формозо, локализованной на северной окраине гранито-гнейсового кратона Сан-Франциско (Бразильский щит). Кратон сформировался 2,2–1,8 млрд лет назад в результате транс-амазонского орогенического цикла, когда произошло слияние нескольких раннеархейских и раннепротерозойских террейнов. Коллизии предшествовало внедрение хромитоносных базит-гипербазитовых инtruзий.

Инtruзия Кампо-Формозо пластообразной формы, протяженностью около 40 км и шириной от 100 до 1100 м, мощностью 400–900 м, залегает на архейских гнейсах и перекрывается нижнепротерозойскими кварцитами (рис. 3.44). Около 2 млрд лет назад в районе северного контакта инtruзии между гнейсами и кварцитами были внедрены гранитоиды, оказавшие на инtruзию сильное метасоматическое воздействие.

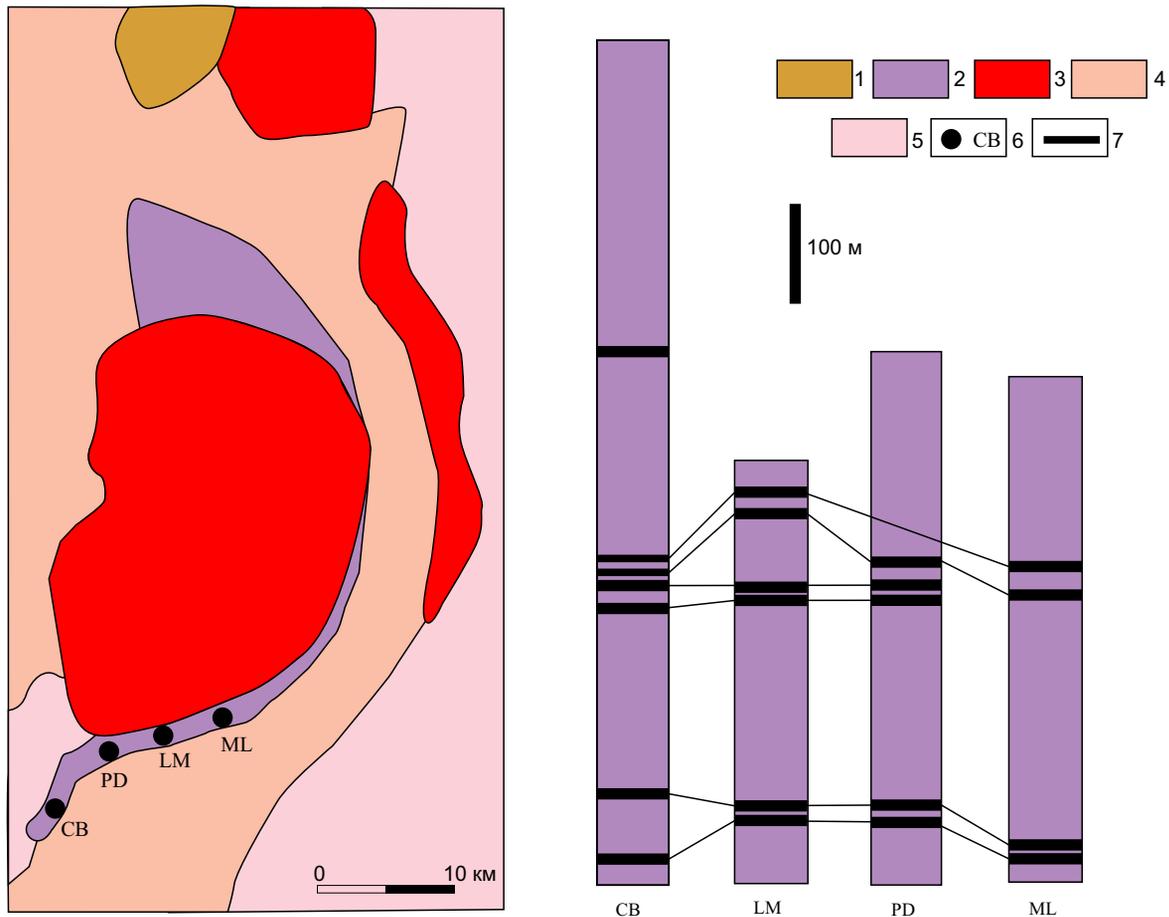


Рис. 3.44. Схема геологического строения района Кампо-Формозо (слева) и разрезы месторождений (справа) [62]:

- 1 – палеозойские известняки; 2 – раннепротерозойские гипербазиты инtruзии Кампо-Формозо;
- 3 – раннепротерозойские граниты; 4 – нижнепротерозойские кварциты; 5 – верхнеархейские гнейсы;
- 6 – месторождения хромовых руд (CB – Cascabulhos, LM – Limoeiro, PD – Pedrihas, ML – Mato Limpo); 7 – хромититы

Интрузив сложен апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами с горизонтами хромитов, в верхней части сохранились незначительные по мощности слои ортопироксенитов и габбро. Для пород характерна высокая магнезиальность ($Mg/Mg+Fe=0,67-0,9$). Породы подверглись метаморфизму нескольких стадий: серпентинизация, связанная с региональным метаморфизмом, преобразовала гипербазиты в лизардит-хризотил-баститовые породы; замещение лизардит-хризотил-баститовых пород хлоритом и антигоритом, а цемента руд – киммереритом; карбонатизация, оталькование и окварцевание.

Хромитоносность

В нижней части интрузии установлены одиннадцать рудных пластов и линз, разбитых разрывными нарушениями на отдельные блоки. Длина каждого составляет по простиранию – несколько сотен метров, мощность от нескольких сантиметров до 15 метров. Семь пластов мощностью от 5 до 15 м представляют экономический интерес и прослежены на 8 км по простиранию интрузии в ее юго-западной части. Хромитовые тела в отдельных блоках именуются месторождениями – Cascabulhos, Pedrinhas, Limoeiro, Mato Limpo (рис.3.44).

Текстура руд – вкрапленная, петельчатая, массивная. Содержание Cr_2O_3 во вкрапленных рудах 15–25 %, в массивных: 35–45 %. Зерна хромита эвгедральной формы, размер до 1 мм, цемент представлен хлоритом, серпентином, карбонатом и тальком.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида месторождений Кампо-Формозо представлен 50 зондовыми анализами [62, 78].

Диапазон содержания Cr_2O_3 в шпинелях составляет 42–58 % с двумя модами – 50–52 % и 54–56 %; выявлены и низкохромистые шпинели с Cr_2O_3 – 42–48 %. Максимальная плотность распределения Al_2O_3 лежит в интервале 12–16 % (мода 14,5 %), содержание глинозема меньше 8 % характеризует метаморфизованные шпинели, единичные шпинели содержат 16–20 % глинозема. Наибольший плотностной интервал Fe_2O_3 соответствует 2–6 % (мода 4 %), содержание больше 8 % характерно для метаморфизованных шпинелей. Мода TiO_2 равна 0,16 % при диапазоне 0,1–0,7 %. Двухвалентные элементы характеризуются широкими вариациями содержания. Максимальная плотность распределения FeO соответствует 18–24 % при диапазоне 12–28 %. Диапазон содержания MgO – 2–14 %, мода – 9 %. (рис. 3.45).

Мода показателя $\#Cr$ соответствует 0,7–0,8, $\#Fe^{3+}/Fe_{общ.}$ 0,1–0,2. Показатель $\#Fe$ меняется в более широком диапазоне – от 0,3 до 0,9 с максимальной плотностью распределения 0,5–0,7, реже проявлен более магнезиальный состав с показателем 0,3–0,5.

Для первичных хромшпинелидов проявлена отрицательная связь между Cr_2O_3 и Al_2O_3 , при этом фигуративные точки более хромистых шпинелей с содержанием $Cr_2O_3 > 50\%$, слагают более пологий тренд по сравнению с менее хромистыми. Для метаморфизованных шпинелей характерны обратные связи между Fe_2O_3 , с одной стороны, и Cr_2O_3 и Al_2O_3 с другой и прямая связь между Fe_2O_3 и TiO_2 (рис. 3.46).

Первичные хромшпинелиды интрузии Кампо-Формозо занимают пограничную верхнюю половину областей алюмохромита и субферриалюмохромита, образуя слабо наклонный тренд к оси Cr-Al, за исключением двух более глиноземистых составов. Метаморфизованные хромшпинелиды представлены субферрихромитом, субалюмоферрихромитом, феррихромитом и хромитом (рис. 3.47).

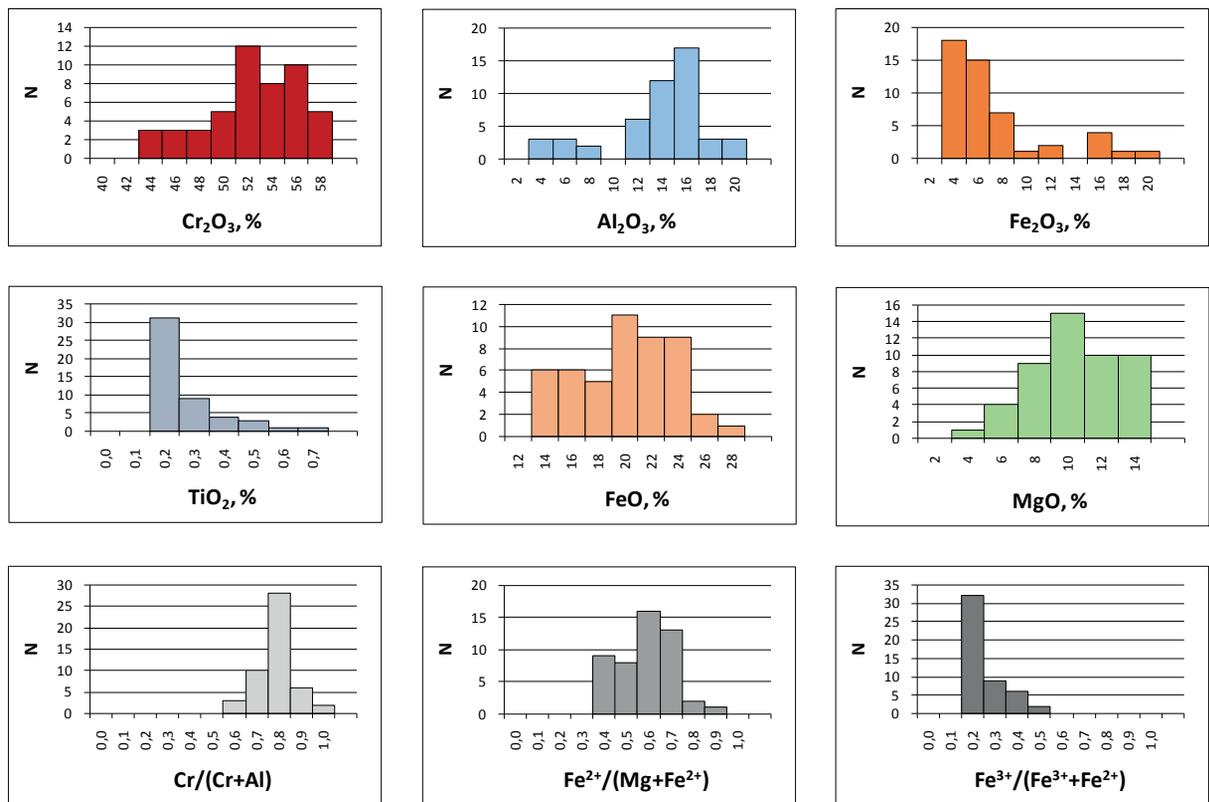


Рис. 3.45. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Кампо-Формозо

Выводы

Хромшпинелид интрузии отличается широкими вариациями состава, обусловленными влиянием многостадийных метаморфических преобразований – от ранней серпентинизации до хлоритизации, антигоритизации, карбонатизации, оталькования и окварцевания.

Первичный хромшпинелид относится к среднехромистым низко-среднежелезистым разновидностям. Мода показателя #Cr соответствует 0,7–0,8, #Fe³⁺/Fe_{общ.} 0,1–0,2. Показатель #Fe меняется в более широком диапазоне – от 0,3 до 0,9 с максимальной плотностью распределения 0,5–0,7, реже проявлен более магниальный состав с показателем 0,3–0,5.

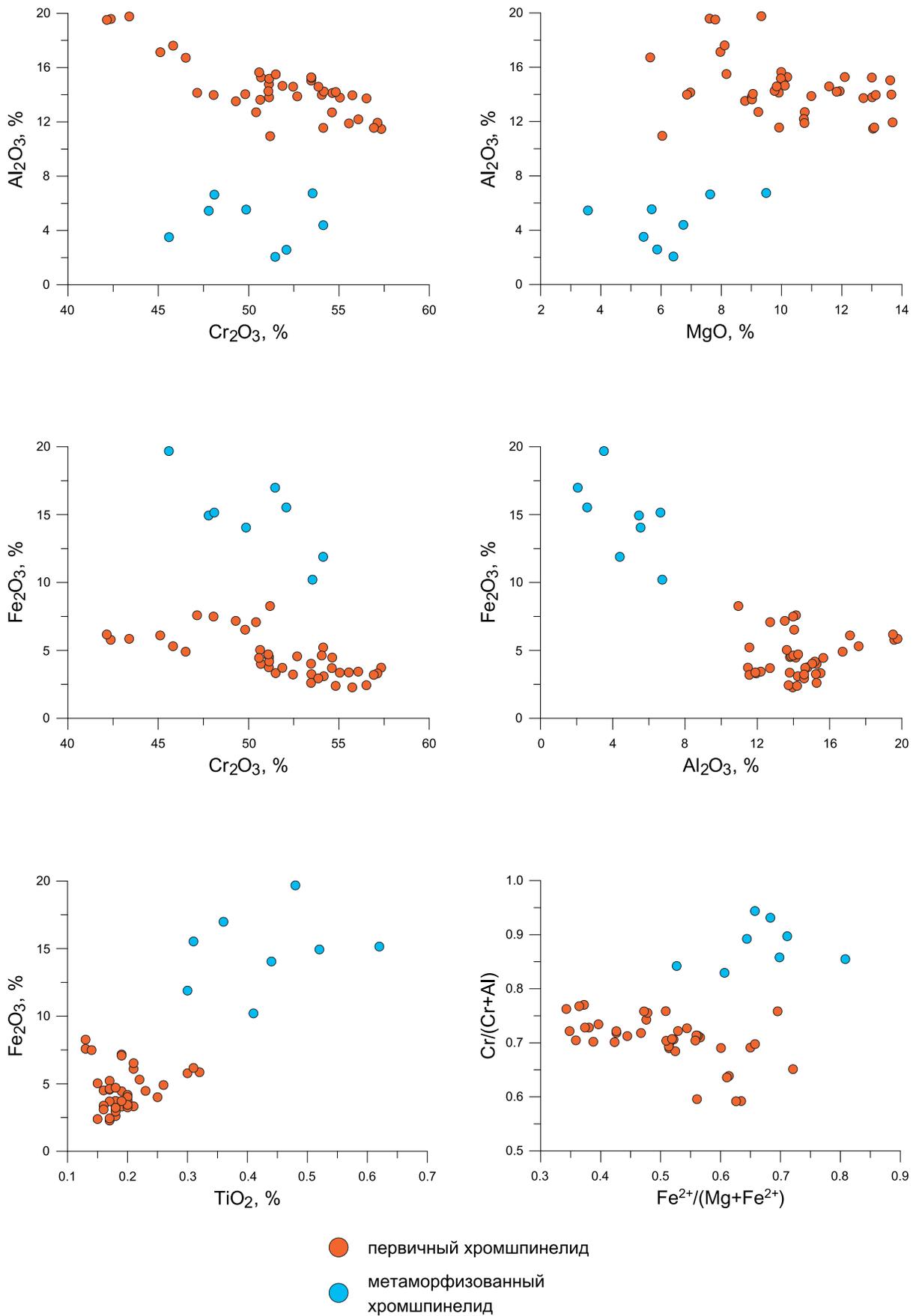


Рис. 3.46. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Кампо-Формозо

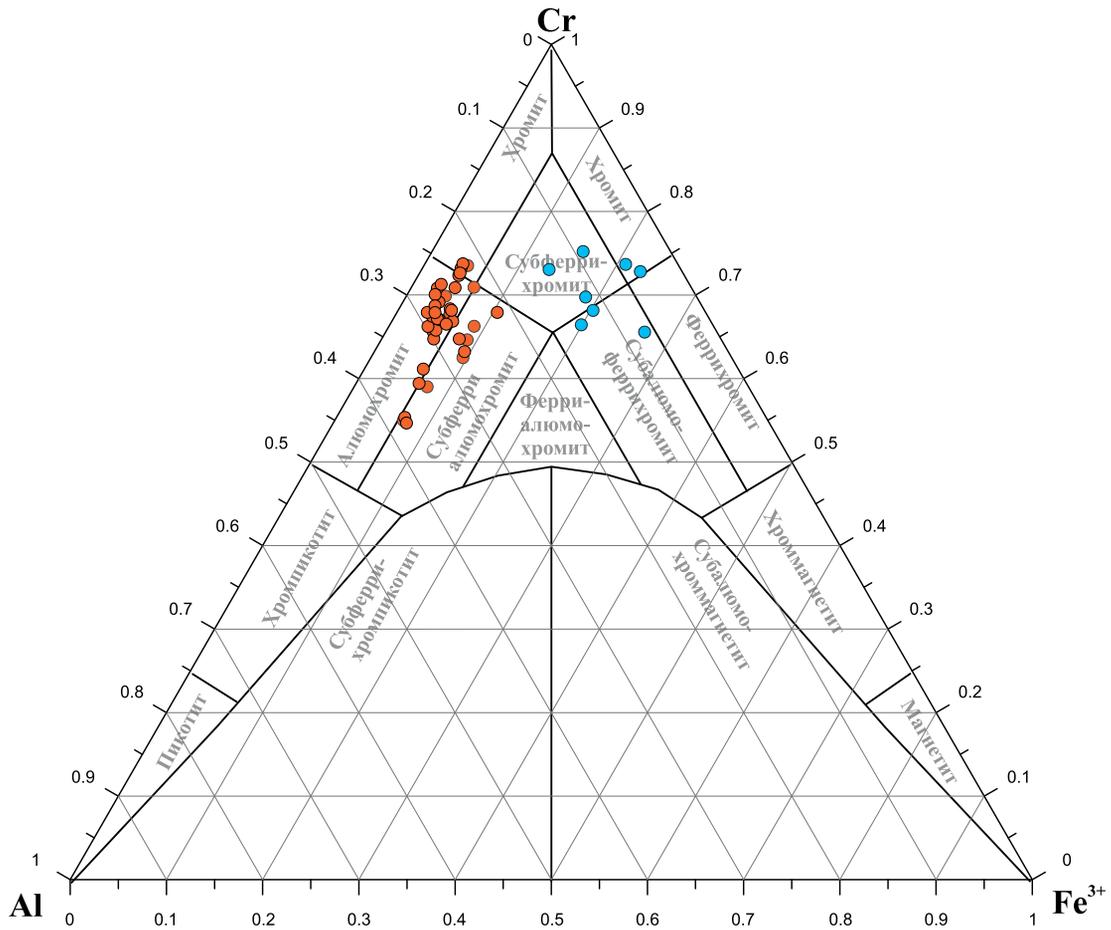


Рис. 3.47. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида интрузии Кампо-Формозо. Условные обозначения см. на рис. 3.46

Великая Дайка (Зимбабве)

Геологическое строение

Великая Дайка протянулась на 550 км с севера на юг через всю территорию Республики Зимбабве. Лишь внешне это протяженное и узкое магматическое образование похоже на огромную дайку. Оно представляет собой сложное соединение отдельных меридиональных расслоенных базит-гипербазитовых интрузий, залегающих в грабенообразной структуре в гранито-гнейсах Родезийского кратона. Внедрение основной магмы произошло около 2640 млн лет назад, когда стабильность раннедокембрийского блока была нарушена рифтингом, явившимся отражением мощного орогенеза, охватившего Африканский континент. Над протяжённым подводным каналом, который фиксируется в виде гравитационной аномалии, сформировалось несколько магматических камер, первоначально развивавшихся изолированно одна от другой, но позже объединённых, когда они были переполнены внедрявшейся магмой. По этой причине в верхних частях комплексов расслоенность одинакова на всем протяжении «дайки», а в нижних частях наблюдаются различия в характере слоистости между северными камерами (Музенгези и Дарвендайл) и южными (Селюкве и Ведза-Мимоза).

Первичная магма Великой Дайки была высокомагнезиальной (15,6% MgO) и относительно обогащённой кремнезёмом; низкое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ исключает сколько-нибудь значительную коровую контаминацию. Смешивание магм при внедрении их новых порций в расширяющиеся камеры способствовало образованию сульфидов, обогащенных платиноидами, а процессы кристаллизационной дифференциации привели к формированию горизонтов хромититов на разных стратиграфических уровнях.

В наиболее крупной Дарвендайлской камере расслоенная последовательность состоит из нижней Гипербазитовой зоны мощностью ~ 2000 метров и Базитовой — мощностью ~ 1000 метров (рис. 3.48). Гипербазитовая зона подразделяется на нижнюю дунитовую последовательность (Дунитовая подзона) и верхнюю пироксенитовую последовательность (Бронзититовая подзона), каждая из которых сложена циклическими единицами. В Дарвендайлской камере их насчитывается 14.

Дунитовая подзона сложена дунитами и гарцбургитами. В дунитах локализованы хромититы (нижняя группа хромититов).

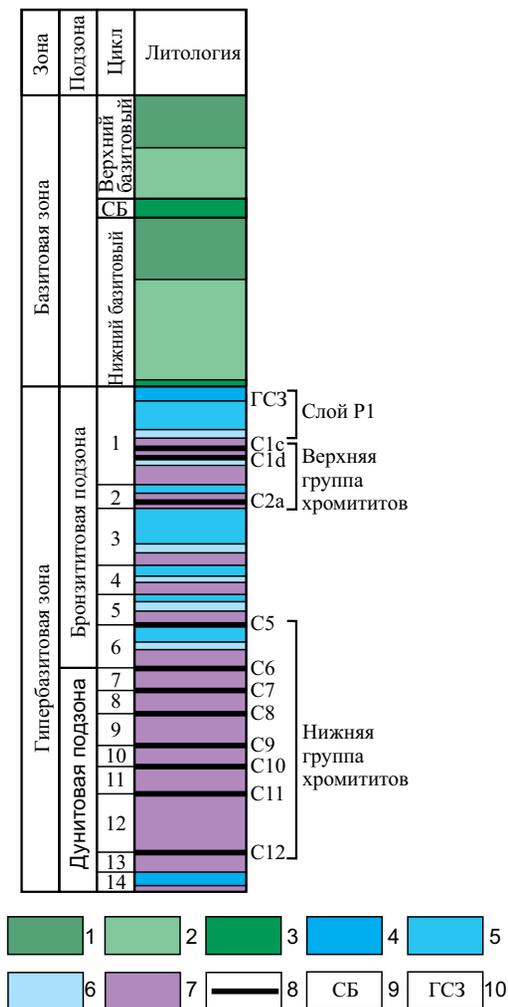


Рис. 3.48. Стратиграфическая колонка интрузии Великая Дайка [73]:

1 – габбро-нориты; 2 – нориты; 3 – оливиновое габбро; 4 – вебстериты; 5 – бронзититы; 6 – оливиновые бронзититы; 7 – дуниты/гарцбургиты; 8 – хромититы; 9 – средний базитовый цикл; 10 – главная сульфидная зона

Циклические единицы пироксенитовой последовательности (Бронзититовая подзона) сложены дунитом или гарцбургитом, сменяющимся вверх по разрезу оливинным бронзититом и бронзититом. В кровле выделяется переходная к Базитовой зоне циклическая единица (ГСЗ или пироксенитовый слой P1) мощностью 420 метров, сложенная оливинным бронзититом, бронзититом и вебстеритом, являющаяся своего рода «критической зоной». В пироксенитовом слое P1 локализована сульфидная и платинометалльная минерализация. Его образование не сопровождалось кристаллизацией плагиоклаза, что является отличительной особенностью Великой Дайки. Порог минерализованной зоны лежит в нескольких метрах ниже контакта вебстерита с вышележащим габбро. Минерализованная зона имеет мощность 1–5 м, содержание сульфидов достигает 7%. Эта зона, имеющая большое экономическое значение, простирается на 200 км без изменения характера минерализации от камеры Дарвендайл на севере к камерам Ведза-Мимоза на юге. Оруденение носит платино-палладиевый характер: платина – 54,9%; палладий – 29,9%; золото – 9,5%; рутений – 4,2%; иридий – 0,9%; осмий – 0,6%. Запасы руды с содержанием платины 2,0 – 3,5 г/т огромны. Они оцениваются в несколько миллиардов тонн, что ставит Великую Дайку на второе место (после Бушвельда) в ряду мировых месторождений платины.

В дунитовых прослоях Бронзититовой подзоны выделяются 4 горизонта хромититов, объединенных в верхнюю группу хромититов.

Базитовая зона сложена оливинными габбро, габбро-норитами, норитами.

Хромитоновость

Хромититовые слои при большой протяженности (сотни км) не отличаются значительной мощностью, которая колеблется в пределах 10–50 см в верхней группе, и от первых сантиметров до 10–15 см – в нижней.

Всего известны 11 хромититовых слоев, (нумерация сверху вниз).

Верхние хромититовые слои относятся к «химическим» сортам (Cr/Fe 1,9–2,5), дают кусковатую или рыхлую руду.

Нижние хромититовые слои «металлургического» сорта (Cr/Fe 2,6–3,5). Руда рыхлая из-за серпентинизации вмещающих гипербазитов. К зальбандам слоев размер зерен и густота вкрапленности уменьшаются.

В верхних хромититах встречаются нодулярные текстуры. Нижние хромиты более однородные, в них нередко наблюдаются постепенные переходы от сплошного хромитита у подошвы слоя до бедного мелкозернистого вкрапленника в кровле. Разрабатываются преимущественно слои 7 и 5, а также 8 и 10.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Химический состав хромшпинелидов Великой Дайки представлен 11 усредненными значениями по отдельным хромититовым слоям и 38 анализами акцессорных хромшпинелидов из почти двухкилометровой толщи гипербазитов [77].

Максимальное содержание Cr_2O_3 отмечается для усредненных составов хромититового слоя 9 – 61%, минимальное – для слоя 1 – 52,5%. Акцессорные хромшпинелиды оливинных бронзититов и дунитов совместно с рудными слагают обратный тренд между Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 3.49). Содержание этих компонентов в рудных и акцессорных хромшпинелидах из оливинных бронзититов полностью совпадает, в то время как большая часть акцессорных хромшпинелидов из дунитов является более глиноземистой. Хотя, как правило, акцессорий из вмещающих дунитов имеет близкие содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 с рудным хромшпинелидом, отличаясь лишь повышенным показателем #Fe.

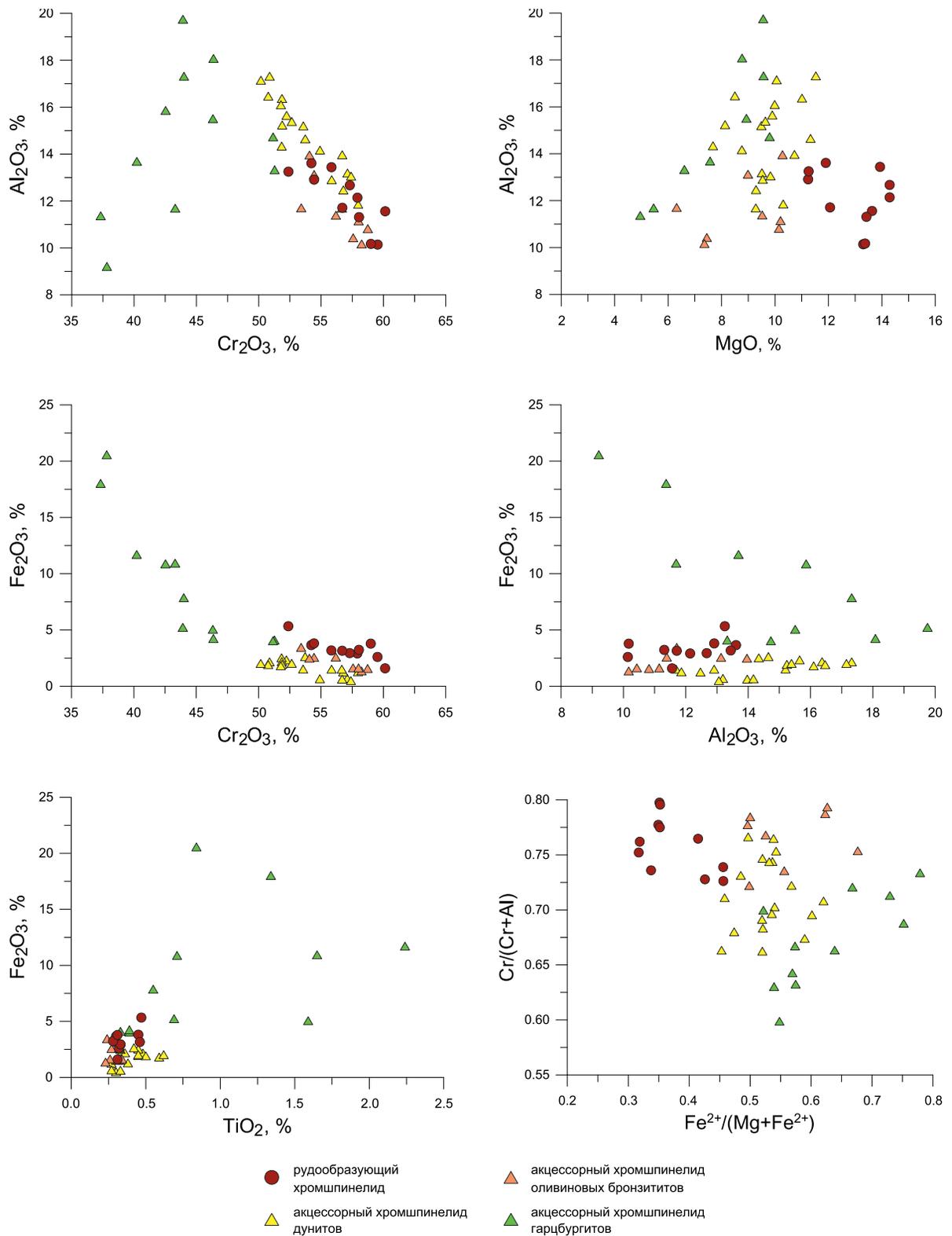


Рис. 3.49. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего и акцессорного хромшпинелида Великой Дайки

Шпинели, расположенные вне выявленного тренда, характеризуют акцессорий из гарцбургитов. Более железистые и титанистые, они образуют прямые связи между Cr_2O_3 и Al_2O_3 и обратные связи между Fe_2O_3 , с одной стороны, и Cr_2O_3 - Al_2O_3 , с другой, относясь к метаморфизованным разностям (рис. 3.49). При этом для них сохраняются первичные связи между Al_2O_3 и MgO .

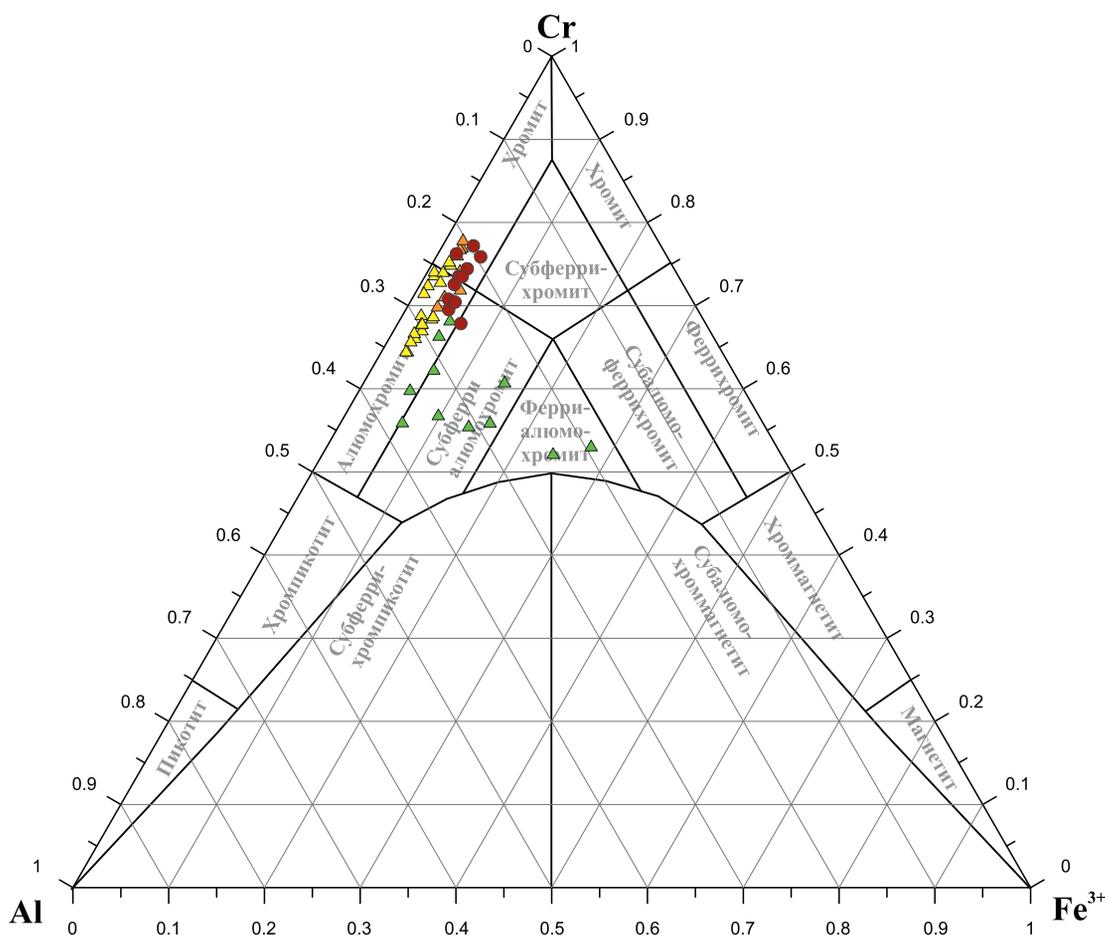


Рис. 3.50. Вариационная диаграмма рудообразующего и акцессорного хромшпинелида Великой Дайки. Условные обозначения см. на рис. 3.49

Наибольшие отличия между рудным и акцессорным хромшпинелидом отмечаются по содержанию MgO. В рудных оно составляет 11–14,5 %, в подавляющей части акцессорных – <11 %. Соответственно, показатель #Fe в акцессорных выше по сравнению с рудными (рис. 3.49).

Основными минеральными разновидностями рудных и акцессорных хромшпинелидов Великой Дайки являются хромит и «хромистый» алюмохромит. Метаморфизованные акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов располагаются в области субферриалюмохромита и ферриалюмохромита (рис. 3.50).

Выводы

Рудообразующий хромшпинелид Великой Дайки представлен среднехромистыми низко-среднежелезистыми разновидностями (мода #Cr 0,76; мода #Fe 0,35) с пониженным содержанием TiO_2 (мода 0,32 %) и Fe_2O_3 (мода 3,19 %). Подавляющая часть шпинелей относится к субферриалюмохромиту.

Сарановская интрузия (Пермский край)

Геологическое строение

Сарановская интрузия расположена в Горнозаводском районе Пермского края и входит в состав Сарановского пояса хромитоносных гипербазитов наряду с Тесовской, Воронковской, Клыктанской, Шакюревской и Ашкинской интрузиями. В геоструктурном отношении интрузии Сарановского пояса приурочены к зонам крупных разломов.

Сарановская интрузия вытянута вдоль субмеридионального Сарановского глубинного разлома на 4,7 км при ширине от 25 до 470 м (рис. 3.51А). Системами субмеридиональных, субширотных и диагональных крутопадающих нарушений она разделена на крупные блоки – Северный с Главным Сарановским месторождением; Промежуточный с рудопрооявлениями Кедр, Асбест, и Малая выработка; Южный с Южно-Сарановским месторождением и рудопрооявлениями Малый Пестерь, Любушкино, Большой Пестерь и Бисерский Рудник. Вмещающими породами являются метаосадки рифея.

В разрезе интрузии от подошвы к кровле выделяется следующая последовательность пород (рис. 3.51Б):

- дунитовый горизонт – серпентиниты по дунитам, сменяющиеся серпентинитами по пироксен- и хромитсодержащим дунитам;

- продуктивный горизонт, представленный тремя пластообразными телами хромитов – западным (ЗРТ), центральным (ЦРТ) и восточным (ВРТ). Разделяют их серпентиниты по пироксенсодержащим дунитам, мощность которых меняется от 2 до 22 м. Нижние контакты хромитов резкие, верхние постепенные;

- дунит-гарцбургитовый горизонт, сложенный переслаивающимися серпентинитами по дунит-гарцбургитам и пироксеновыми дунитами. Породы содержат маломощные линзы хромитов;

- анортозиты, пироксеновые анортозиты, габбро.

Контакты между горизонтами резкие, внутри горизонтов, между слоями, постепенные. Интрузия сечется серией даек габбро-диабазов.

Характерной чертой строения Сарановской интрузии является выдержанность разреза в тектонически ненарушенных блоках как по простиранию, так и по падению. Не отмечается ни одного случая постепенного выклинивания горизонтов. Отсутствие какого-либо из горизонтов в разрезе или отклонение их мощностей от установленных пределов объясняется тектоническими факторами. Внутри горизонтов разрез изменчив. Мощности слоев меняются и в сторону увеличения, и в сторону уменьшения, вплоть до выклинивания. Рудные тела и вмещающие их породы имеют субмеридиональное простирание и субвертикальное падение. Вокруг Сарановских месторождений расположено несколько россыпей валунчатых хромитовых руд.

О.К. Иванов [14] считал, что Сарановская интрузия аналогична по составу и строению классическим стратиформным расслоенным интрузиям типа Бушвелда, Стиллуотера и Великой Дайки. Отличия заключаются лишь в размерах тел и аномально большой мощности хромитовых пластов. Возраст Сарановского массива определяется как позднерифейский.

Хромитоносность

В пределах Сарановской интрузии расположены три месторождения – Главное Сарановское, Южно-Сарановское, Промежуточный участок и ряд рудопрооявлений.

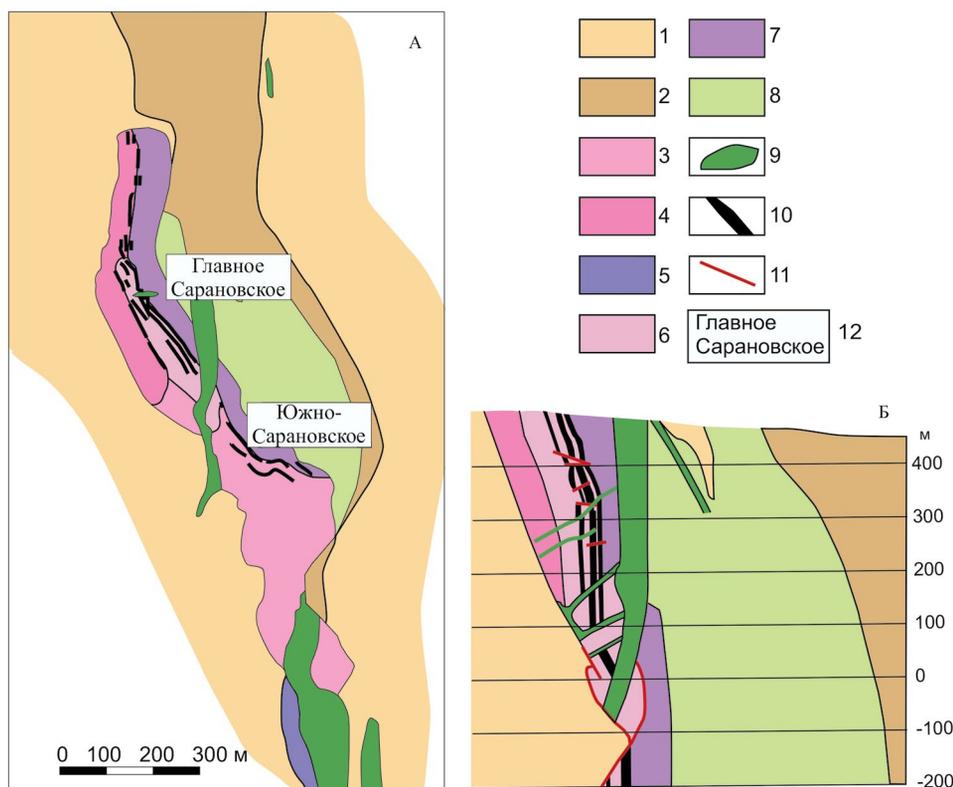


Рис. 3.51. Схематическая геологическая карта Сарановской интрузии (А) и разрез Главного Сарановского месторождения [15]:

- 1 – кварц-альбит-хлоритовые и серицитовые сланцы; 2 – осадочные брекчии; 3 – аподунитовые лизардитовые серпентиниты; 4 – серпентиниты по бронзитовым дунитам; 5 – серпентиниты по гарцбургитовым пегматитам; 6 – серпентиниты по хромсодержащим дунитам; 7 – серпентиниты по дунит-гарцбургитам и лерцолитам; 8 – апогаббровые соссюрит-тремолитовые породы; 9 – диабазы и габбро-диабазы; 10 – хромититы; 11 – разломы; 12 – месторождения

Главное Сарановское месторождение расположено в северной части массива. В пределах его продуктивной зоны насчитываются более 25 выдержанных по простиранию и падению хромититовых пластов мощностью от 2 см до 12–20 м. Самыми мощными и выдержанными являются три промышленных пласта с изменчивой мощностью – Западный, Центральный и Восточный.

Западное рудное тело (ЗРТ) линзообразной формы с неоднородным строением. В целом оно представляет собой обогащенные хромшпинелидами линзовидные прослои в верхней части дунитового горизонта. Количество прослоев, объединяемых в Западное тело, – от одного до четырех. Мощность – от 2–3 м до 30 м, содержание Cr_2O_3 – от 8 до 39 %. Рудные прослои сложены некондиционными бедновкрапленными «рябчиковыми» рудами – сарановитами. Эти специфические образования состоят из зерен идиоморфного хромшпинелида размером от 0,07 до 3,6 мм и апооливиново-серпентин-хлоритового цемента. Количество хромшпинелида варьирует в широких пределах, достигая 90 %.

Выделяются убого-, средне-, густовкрапленные и мелко-, средне-, крупнозернистые сарановиты. В серпентин-хлоритовой массе встречаются ксеноморфные выделения флогопита, апатита, рутила.

Центральное рудное тело (ЦРТ) пластообразной формы, мощностью 10–15 м. Сложено порфиоровидными массивными хромититами. Количество хромшпинелида 75–97 %, размеры зерен 0,1–0,9 мм, в порфиоровидных выделениях 1–1,25 мм. Цемент преимущественно хлоритовый, реже присутствует кальцит. Содержание Cr_2O_3 37–41 %.

Восточное рудное тело (ВРТ), мощностью от 1,2 до 6,0 м, сложено порфировидными и полиэдрическими хромититами с содержанием Cr_2O_3 30–33%. Отмечается чередование мелкозернистых массивных хромитов, сильно измененных антигоритовых серпентинитов и сарановитов. Мощности слоев – от первых сантиметров до 1–2 м. Отличительной особенностью является мелкозернистая структура.

Южно-Сарановское месторождение расположено на юге массива и представлено тремя рудными участками. По рудникам они получили название Любушкино (северное), Большой Пестерь (среднее) и Бисерский.

Любушкино сложено серпентинитами по дунитам и бронзитовым дунитам. Близ поверхности они превращены в тальковые и в тальк-брейнеритовые породы, часто сильно рассланцованные. Пласты хромититов представлены порфировидными разностями, сильно катаклазированными, с сохранившимися зернами хромита размером до 0,5 мм.

Большой Пестерь расположен в полукилометре к югу от Любушкино. Сложено серпентинитами и хромититами. Нижняя и средняя части представлены бронзитовыми дунитами и дунит-гарцбургитами, последние залегают на контакте с вмещающими породами. Хромититы образуют два пласта порфировидных разностей мощностью 5 и 8 м.

Бисерский рудник вмещает около 20 выдержанных пластов и пропластков хромититов, в том числе пласт 1 (Западный) мощностью 8–10,5 м, пласт 2 (Центральный) – 9–12 м, пласт 3 (Восточный) – 1,5–2,5 м, пласт 4 – 2,3–2,7 м, пласт 5 – 0,5 м. Прослежены они на 1000–2000 м по простиранию и 500 м по падению без признаков выклинивания. Содержание Cr_2O_3 в рудах колеблется от 19 до 42%.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида Сарановской интрузии представлен 90 химическими анализами по Главному Сарановскому месторождению и 22 химическими анализами по Южно-Сарановскому месторождению [14].

Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах обоих месторождений варьируют от 35 до 50%, при этом почти 80% анализов сосредоточены в узком интервале 40–45% (рис. 3.52). Содержание Al_2O_3 изменяется от 10 до 20%, мода составляет 16–18%. Максимальная плотность распределения содержания Fe_2O_3 лежит в интервале 4–8%, наряду с ними проявлены и более железистые разности – >12%. Модальное значение TiO_2 составляет 0,4–0,6%, в железистых разностях содержание достигает 2%.

FeO изменяется от 12 до 26%, максимальная плотность распределения лежит в интервале 14–18%. Мода MgO соответствует 12–14% при разбросе содержания от 6 до 16%.

Мода показателя $\#Cr$ соответствует 0,6–0,7, составляя почти 100% от всех анализов. Показатель $\#Fe$ меняется в более широком диапазоне – от 0,3 до 0,7, мода составляет 0,4–0,5. Показатель $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$ лежит в диапазоне 0,0n–0,5, мода соответствует 0,2–0,3.

Состав рудообразующих хромшпинелидов Главного Сарановского и Южно-Сарановского месторождений полностью совпадает (рис. 3.53, 3.54). Для них характерны значимые обратные связи между Fe_2O_3 с одной стороны, и Cr_2O_3 и Al_2O_3 с другой ($K_{\text{корр.}}$ -0,67 и -0,32 соответственно) и положительная связь между Fe_2O_3 и TiO_2 с $K_{\text{корр.}}$ 0,44. Связь между Cr_2O_3 и Al_2O_3 , и показателями $\#Cr$ - $\#Fe$ не проявлена (рис. 3.53, 3.54).

Первичные рудообразующие хромшпинелиды Сарановской интрузии в равной мере относятся к алюмохромиту и субферриалюмохромиту, компактно занимая центральные части этих областей (рис. 3.54).

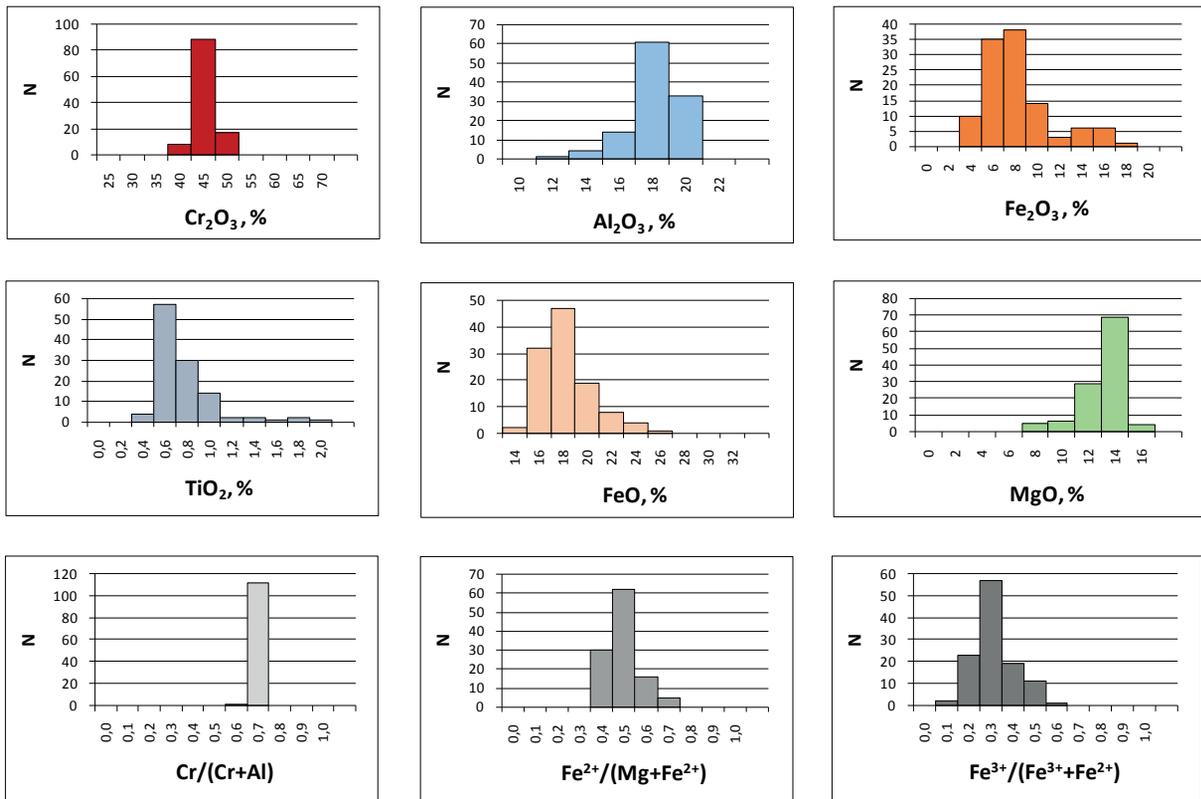


Рис. 3.52. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Сарановской интрузии

Выводы

Состав рудообразующих хромшпинелидов Главного Сарановского и Южно-Сарановского месторождений полностью совпадает.

Для них установлены значимые отрицательные связи между Fe₂O₃, с одной стороны, и Cr₂O₃ и Al₂O₃, с другой, и положительная связь между Fe₂O₃ и TiO₂. Связь между Cr₂O₃ и Al₂O₃ и между показателями #Cr -#Fe отсутствует.

Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида

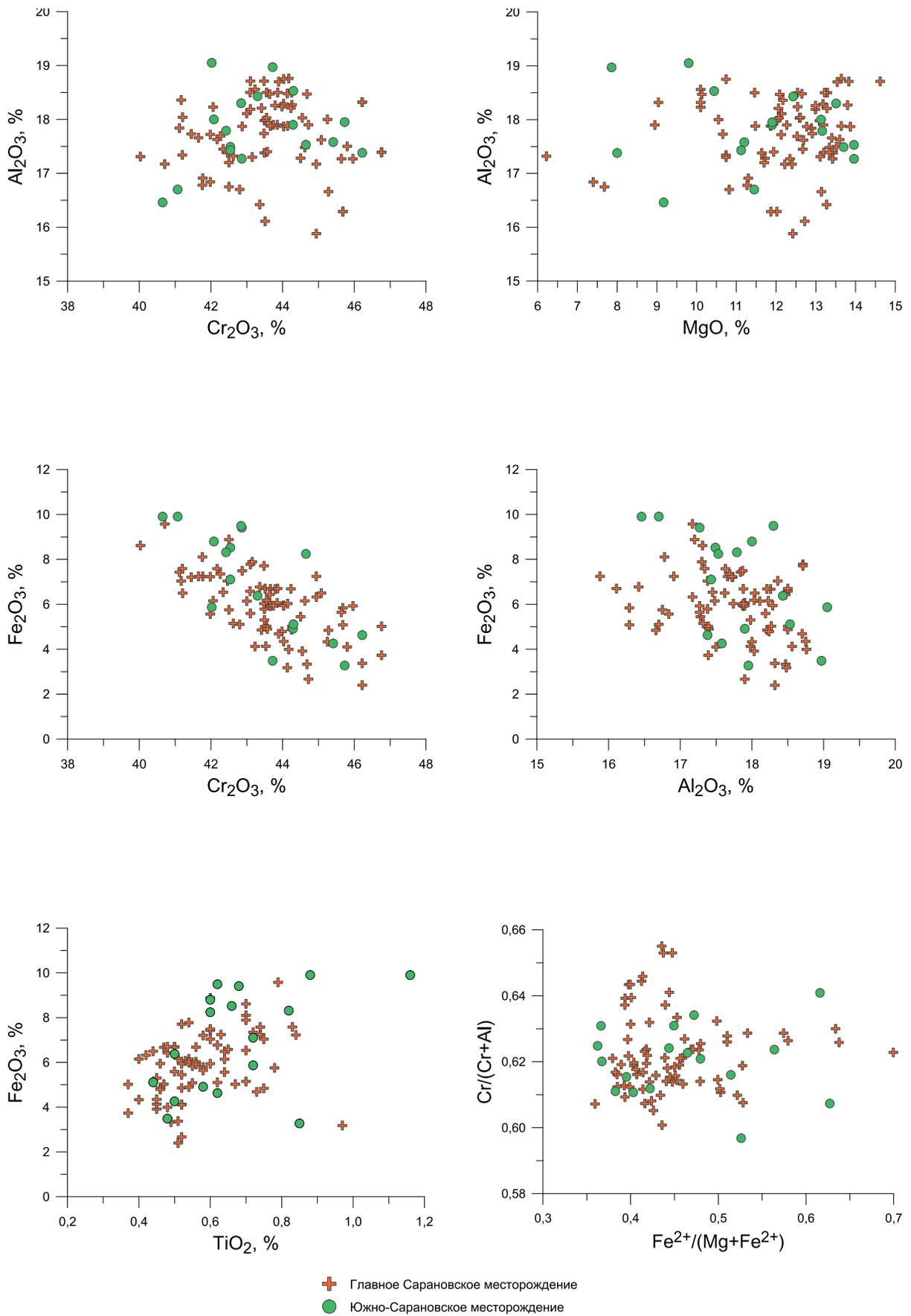


Рис. 3.53. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида Сарановской интрузии

Базит-гипербазитовая интрузия Принц зеленокаменного пояса Масвинго (Зимбабве)

Геологическое строение

Месторождение Принц (Prince) расположено в центральной части Зимбабве и является примером своеобразных хромовых месторождений, которые Prendergast (2008) предложил выделить в новый геолого-промышленный тип.

Месторождение локализовано в западной части одноименного базит-гипербазитового силла, залегающего среди вулканогенно-осадочных пород и коматиитовых базальтов позднеархейского зеленокаменного пояса Масвинго (Masvingo).

Протяженность силла 6 км при ширине 0,2–2 км, предположительная мощность – несколько сотен метров. Снизу вверх силл сложен серпентинизированными дунитами и тальк-карбонатными породами по ним (преобладают), иногда сохраняются верхние части разреза – гарцбургиты, пироксениты, габбро (рис. 3.55).

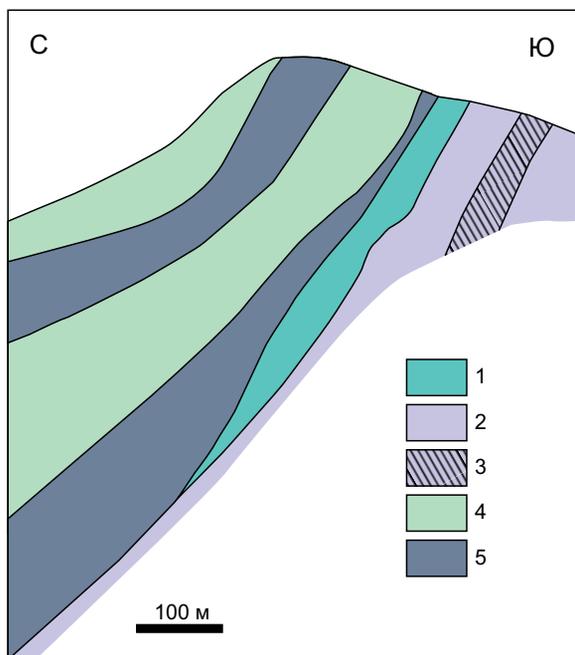


Рис. 3.55. Схематический геологический разрез силла Принц [73]:

- 1 – габбро-пироксениты; 2 – рассланцованные серпентиниты; 3 – массивные серпентиниты с переслаивающимися дунитами и хромититами; 4 – коматииты; 5 – силифицированные платформенные осадочные образования железистых кварцитов BIF

Хромитоновость

Месторождение Prince с запасами 280 тыс. т является самым крупным хромитовым месторождением одноименного силла.

Пологопадающая хромитоновая зона неправильной линзовидной формы залегает в серпентинитах по дунитам в 100 м от кровли силла. Ее протяженность 500 м, мощность до 70 м, сложена 11 пластами (линзами) хромититов (рис. 3.56). В нижней части пласты представлены сплошными массивными рудами, вверх по разрезу сменяющимися переслаиванием вкрапленных руд с варьирующим содержанием хромшпинелида и серпентинитов. Шесть слоев имеют мощность от 1 до >10 м. Наиболее мощные (С7 и С11) расположены в нижней части зоны. Размер зерен хромшпинелида достигает 8–10 мм. Содержание Cr_2O_3 в руде в зависимости от густоты вкрапленности и составляет 40–52 %.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Источником аналитических данных по составу рудообразующего хромшпинелида месторождения Принц являются четыре рудных образца из слоя С7 – два образца сплошных массивных руд (МС6918В – 16 анализов и МС6918ii – 26 анализов), один образец вкрапленных руд (МС6918С – 38 анализов) и один образец полосчатых руд (МС6918D – 58 анализов) [60].

Рудообразующий хромшпинелид характеризуется очень узким диапазоном содержания основных компонентов (рис. 3.57). Содержание Cr_2O_3 варьирует от 54 до 57 %

(мода 56,5%), Al_2O_3 – от 11,5 до 16% (мода 13,6%), Fe_2O_3 – от 2 до 9% (мода 2,8%), TiO_2 – от 0,11 до 0,23% (мода 0,17%), FeO – от 7,5 до 12% (мода 11,3%), MgO – от 14 до 17,5% (мода 15,5%). Показатели $\#Cr$, $\#Fe$ и $\#Fe^{3+}/Fe_{общ.}$ также меняются в очень узких диапазонах – 0,70–0,76 (мода 0,72%), 0,2–0,3 (мода 0,3%), 0,14–0,48 (мода 0,22%) соответственно (рис. 3.57).

Несмотря на незначительные вариации состава хромшпинелидов (первые % для основных компонентов и сотые для показателей $\#Cr$ и $\#Fe$) из разных по текстуре руд, слагающих нижний слой С7, некоторые различия между образцами все же прослеживаются (рис. 3.58).

Состав хромшпинелидов массивной руды (обр. МС6918В) и вкрапленной руды (обр. МС6918С) практически совпадает по всем компонентам, являясь самым хромистым и железистым. Хромшпинелиды сплошной руды (обр. МС6918ii) – наименее железистые, но более глиноземистые по сравнению с хромшпинелидами из вышеописанных руд. Хромшпинелиды полосчатой руды (обр. МС6918D) занимают по железистости промежуточное положение. Для них характерен наибольший разброс содержаний основных компонентов.

Таким образом, состав хромшпинелидов не зависит от текстурной разновидности руды, исключением является окисное железо, содержание которого в шпинелях вкрапленных и полосчатых руд в целом незначительно больше, чем в массивных.

По ряду типохимических особенностей, а именно высокому содержанию хрома и магния, низкому содержанию закисного и окисного железа и титана, рудообразующие хромшпинелиды месторождения Принц очень близки к альпинотипным хромшпинелидам дунит-гарцбургитового структурно-вещественного комплекса.

Хромшпинелиды месторождения Принц занимают компактную область в верхней части области алюмохромита у границы с хромитом и относятся к «хромистым» алюмохромитам (рис. 3.59).

Выводы

Рудообразующий хромшпинелид интрузии Принц представлен среднехромистыми низкожелезистыми (магнезиальными) разновидностями (мода $\#Cr$ 0,73; мода $\#Fe$ 0,26) с низким содержанием TiO_2 (мода 0,17%) и Fe_2O_3 (мода 3,42%) и относится к «хромистому» алюмохромиту.

По ряду типохимических параметров рудообразующие хромшпинелиды месторождения Принц близки к альпинотипным хромшпинелидам дунит-гарцбургитового структурно-вещественного комплекса.

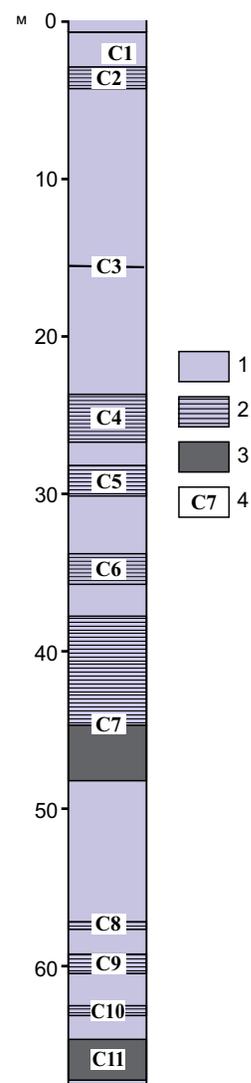


Рис. 3.56. Схематический геологический разрез рудоносной зоны месторождения Принц [73]:

- 1 – серпентиниты;
- 2 – переслаивание вкрапленных руд и аподунитовых серпентинитов;
- 3 – массивные руды;
- 4 – номера рудных слоев

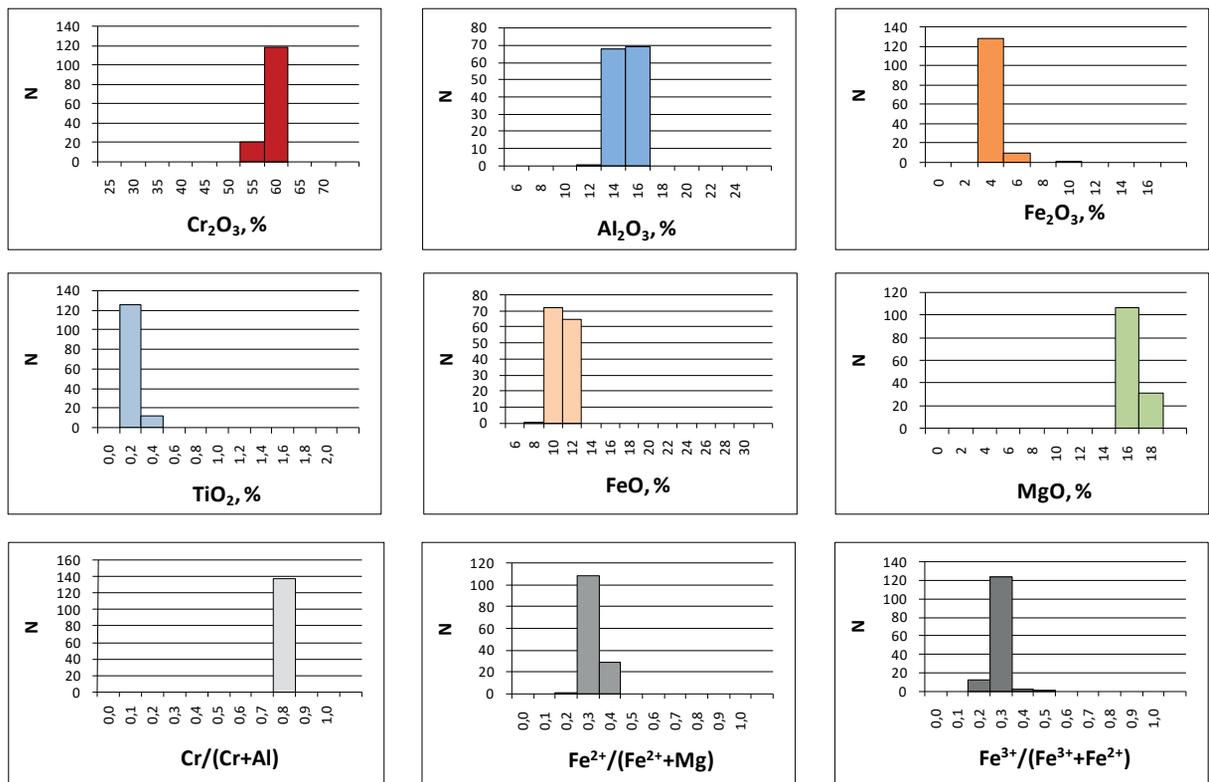


Рис. 3.57. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида месторождения Принц (слой С7)

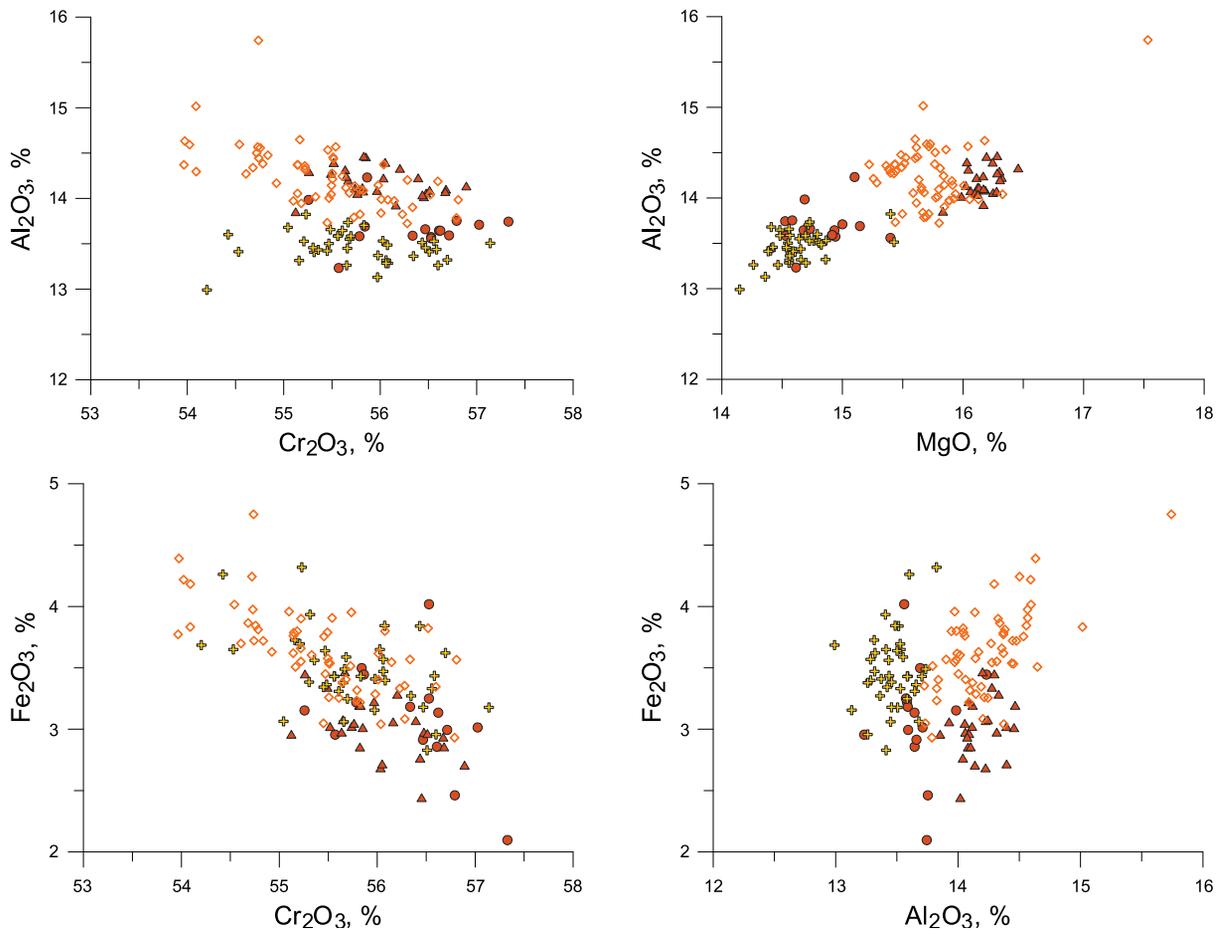


Рис. 3.58. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида месторождения Принц (слой С7)

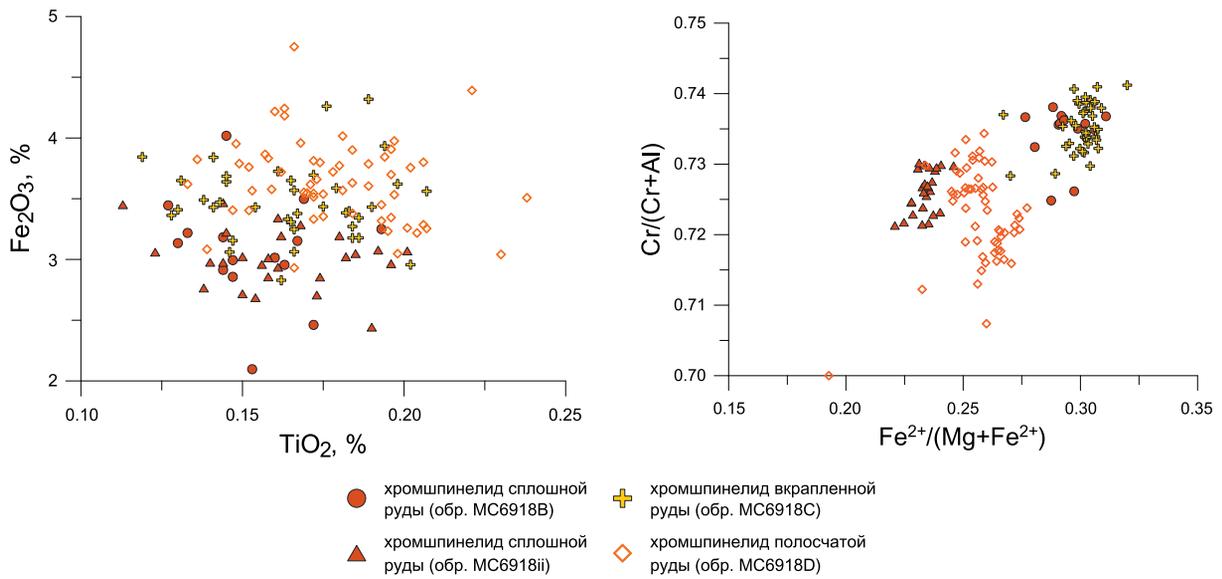


Рис. 3.58 (продолжение)

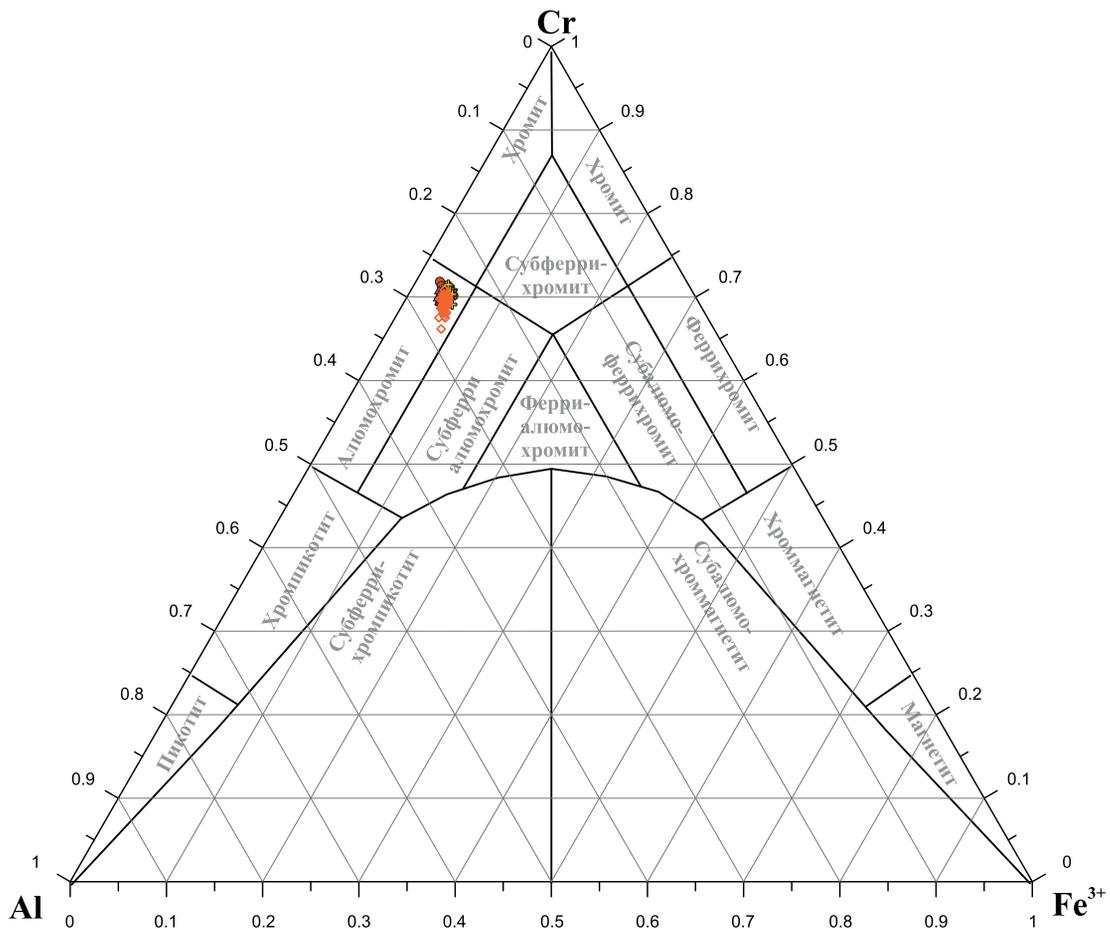


Рис. 3.59. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида месторождения Принц (слой С7). Условные обозначения см. на рис. 3.58

Инtruзия Сукинда (Индия)

Геологическое строение

Группа стратиформных месторождений хромовых руд долины Сукинда расположена на северо-востоке Индии в штате Ориша и приурочена к пластообразной крутопадающей расслоенной инtruзии Сукинда (Sukinda Layered Igneous Complex) с возрастом 3,1–3,2 млрд лет. Инtruзия локализована в краевой части раннеархейского зеленокаменного пояса, окаймляющего южную часть гранито-гнейсового кратона Singhbhum (Индийский щит). Вмещающими породами служат вулканогенно-осадочные образования нижнего архея с железистыми кварцитами и коматиитами в составе. Инtruзия Сукинда, согласно дислоцированная с вмещающими породами, слагает синклиналичную структуру площадью 45 км². Ось синклинали падает на юго-запад, северное крыло более пологое, южное субвертикальное. Её протяженность 25 км, ширина 2–5 км. Инtruзия сложена серпентинизированными дунитами, гарцбургитами и хромититами (рис. 3.60). Гипербазиты изменены до серпентинитов, тальк-серпентиновых пород, тальковых, хлоритовых, плагиоклаз-хлорит-тремолитовых сланцев. В центральной части инtruзии закартирован горизонт пироксенитов (энстатит 75–80 %, клинопироксен 20–25 %) шириной 300–350 м, согласно залегающий с гипербазитами, но с резкими контактами. Породы свежего облика, крупнозернистые (до 1 см), в краевых частях мелкозернистые, серпентинизированные и оталькованные.

Большая часть инtruзии покрыта латеритной корой выветривания мощностью до 50 м, в которой породы сильно лимонитизированы и окремнены.

Хромитоносность

Хромовое оруденение месторождения инtruзии Сукинда представлено пластообразными и линзообразными телами хромититов в серпентинизированных дунитах. Рудные горизонты падают под углами 25–85°, преимущественно 75°, отмечаются колебания мощности по простиранию и падению. Тела деформированы и разбиты на блоки. По содержанию Cr₂O₃ руды делятся на высокосортные – >48 %, которые составляют 40 % от всего объема руды, среднего класса – 40–48 % (20 %) и бедные – меньше 40 % (40 %). С глубиной доля высокосортных руд повышается до 70 %, а средних и бедных падает до 10 % и 20 % соответственно. Размер зерен хромита варьирует от 0,25 до 4 мм и увеличивается от нижних горизонтов к верхним.

Снизу вверх выделяют шесть рудных горизонтов, которые с перерывами прослеживаются вдоль всей инtruзии (рис. 3.60).

1 горизонт (Grey Ore seam) протягивается на 7,2 км при ширине 10–40 м. Мощность отдельных тел 0,3–12 м. Руда твердая и кусковая, тонкозернистая. Содержание Cr₂O₃ 40–48 % и менее 40 %.

2 горизонт (Kamarda Ore seam) имеет суммарную длину 5–6 км при ширине 3–25 м. Сложен линзовидными и пластообразными телами мощностью 0,5–2 м и протяженностью отдельных тел 100–500 м. Руда твердая и кусковая, мелко-, среднезернистая. Содержание Cr₂O₃ 40–48 % и менее 40 %.

3 горизонт (Mahagiri Ore seam) суммарной длиной около 2 км, представлен серией лентовидных тел мощностью 3–12 м и протяженностью 100–200 м. Руда кусковая (для огнеупорной промышленности), мелко-, среднезернистая. Содержание Cr₂O₃ >48 % и менее 40 %.

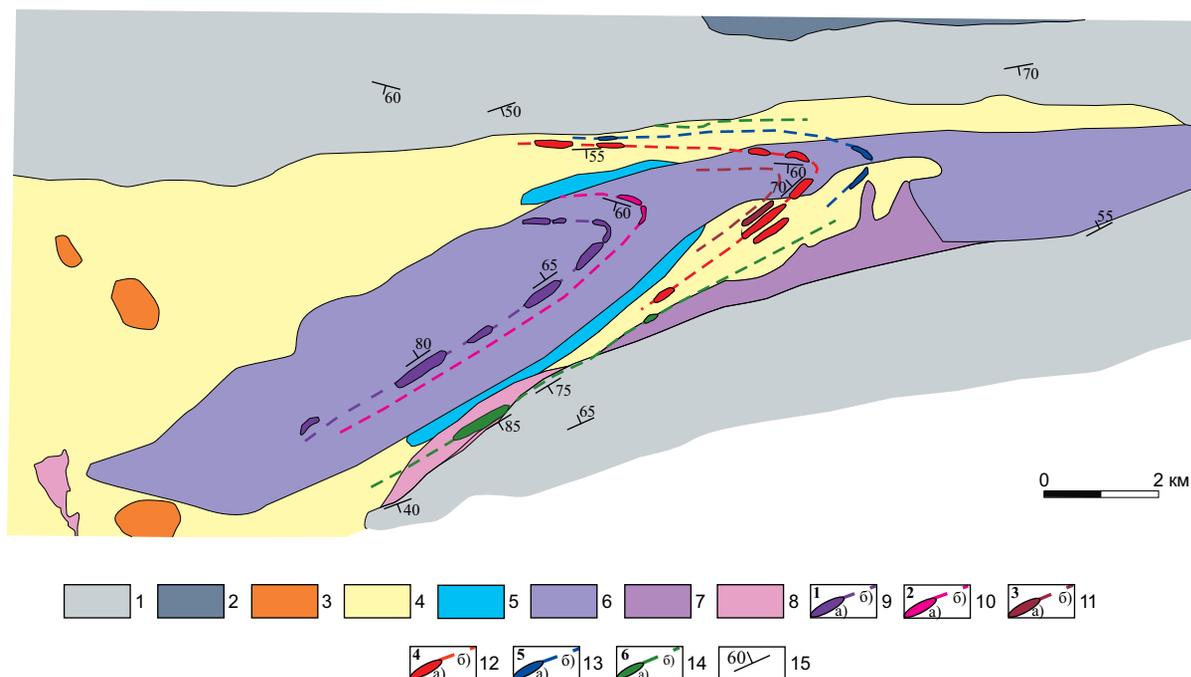


Рис. 3.60. Схематическая геологическая карта интрузии Сукинда [70]:

- 1 – конгломераты; 2 – кварциты железорудной серии (IOG); 3 – гранодиориты; 4 – латериты; 5 – пироксениты; 6 – ожелезненные гипербазиты; 7 – окремненные гипербазиты; 8 – серпентинизированные гипербазиты; 9–14 – горизонты хромитов и их названия на поверхности (а), не выходящие на поверхность (б): 9 – Grey Ore seam; 10 – Kamarda Ore seam; 11 – Mahagiri Ore seam; 12 – Sukrangi Ore seam; 13 – Lower Brown Ore seam; 14 – Upper Brown Ore seam; 15 – элементы залегания

4 горизонт (*Sukrangi Ore seam*) сложен кластером из 4-х субпараллельных рудных тел протяженностью около 1 км при ширине 4–20 м и серией линзовидных тел протяженностью 100–200 м и мощностью 1–6 м. Содержание $Cr_2O_3 > 48\%$ и менее 40 %.

5 горизонт (*Lower Brown ore seam*) прослежен с перерывами на расстоянии 4 км и представлен серией линзовидных тел мощностью 3–15 м и протяженностью 200–1000 м. Содержание $Cr_2O_3 > 48\%$ и менее 40 %.

6 горизонт (*Upper Brown ore seam*) представлен лентовидным телом непрерывной протяженностью около 7 км и мощностью 15–60 м. Руда весьма рыхлая, средне-, крупнозернистая. Содержание $Cr_2O_3 > 48\%$.

В северном крыле мощности пластов и содержание Cr_2O_3 в рудах уменьшаются.

Запасы месторождений долины Сукинда составляют 101 млн т, ресурсы 229 млн т. Руды металлургические и огнеупорные. Попутно добывается никель из кор выветривания и пироксениты как огнеупорное сырье.

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав хромшпинелида месторождений Сукинды представлен 122 зондовыми анализами рудообразующего (83 анализа) и аксессуарного (39 анализов) хромшпинелида [70].

Диапазоны содержаний трехвалентных элементов рудообразующих хромшпинелидов узкие. Содержание Cr_2O_3 изменяется от 50 до 61% (мода 57%), Al_2O_3 – от 9 до 16% (мода 13%), Fe_2O_3 – от 1 до 5% (мода 3,5%) (рис. 3.61).

Двухвалентные элементы характеризуются более широким, чем у трехвалентных, разбросом содержания с менее выраженной модой. Содержание FeO изменяется от 7 до 22%, при этом максимальная плотность распределения значений приходится на

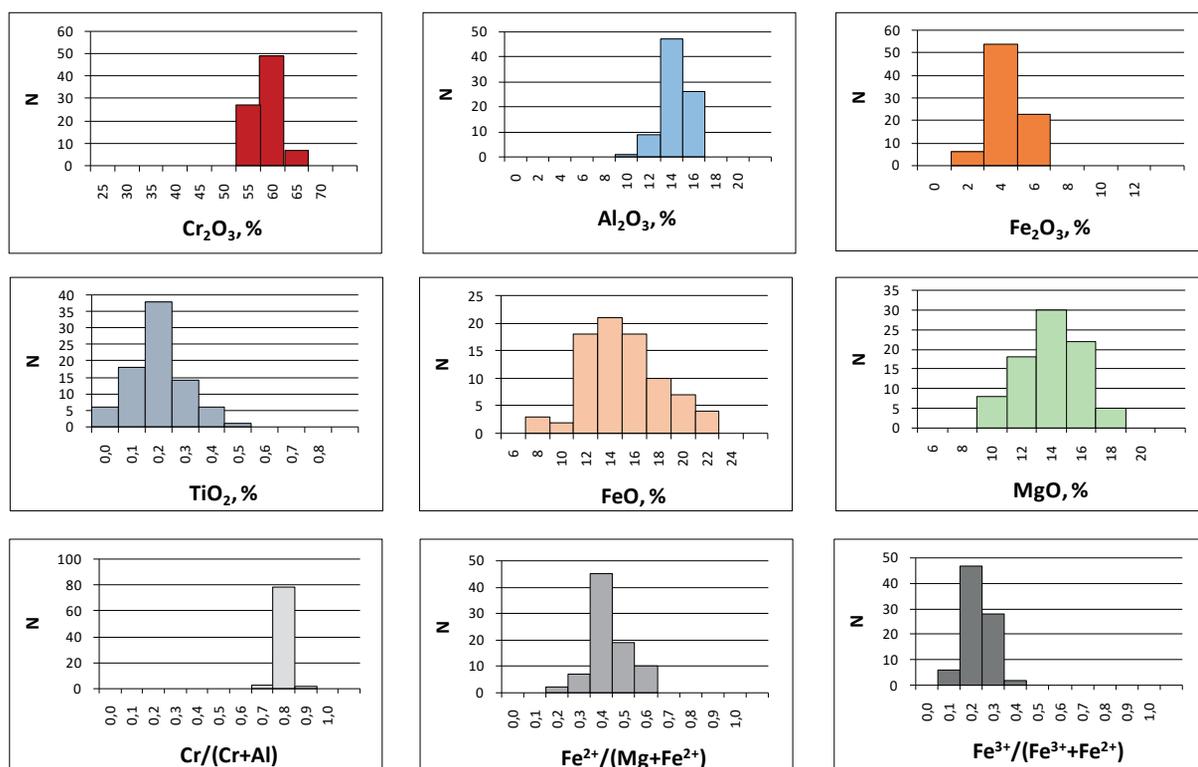


Рис. 3.61. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида интрузии Сукинда

интервал от 10 до 16 %. Содержание MgO меняется в пределах 8–18 %, а максимальная плотность повторяет таковую закисного железа – 10–16 %.

Содержание TiO₂ варьирует от 0 до 0,48 %, при этом мода составляет 0,14 %.

Мода показателя #Cr соответствует 0,7–0,8, составляя почти 95 % от всех анализов. Мода показателя #Fe – 0,37, при разбросе от 0,2 до 0,6. Мода показателя #Fe³⁺/Fe_{общ.} соответствует 0,18, разброс от 0,05 до 0,37 (рис. 3.61).

Рудообразующие хромшпинелиды Сукинды образуют обратный тренд между Cr₂O₃ и Al₂O₃ ($K_{\text{корр.}} -0,82$) (рис. 3.62). Акцессорные хромшпинелиды слагают две дискретные области: «глиноземистую» с содержаниями Cr₂O₃ и Al₂O₃ 46–49 % и 15–18 % соответственно; «хромистую», расположенную в центральной части области рудных хромшпинелидов, с содержаниями Cr₂O₃ и Al₂O₃ 55–56 % и 11–14 % соответственно.

Диапазоны содержаний Fe₂O₃ в рудных и акцессорных хромшпинелидах совпадают и составляют 1–5 %. При этом отрицательная «метаморфическая» связь между Fe₂O₃, с одной стороны, и Cr₂O₃-Al₂O₃ – с другой, не проявлена.

Наибольшие отличия между рудным и акцессорным хромшпинелидом отмечаются по содержанию MgO и FeO. В рудных MgO составляет 10–16 %, в подавляющей части акцессорных – <11 % (рис. 3.62).

Отличительной особенностью состава рудного и акцессорного хромшпинелида является повышенная железистость последнего – 0,55–0,65 для «глиноземистого» акцессория и 0,45–0,52 для «хромистого», в то время как для подавляющего большинства рудных хромшпинелидов этот показатель расположен в диапазоне 0,25–0,52. При этом наиболее железистые «глиноземистые» акцессории являются и самыми титанистыми (рис. 3.62).

Рудообразующие хромшпинелиды интрузии Сукинда представлены двумя минеральными разновидностями – преобладающим «хромистым» алюмохромитом и хро-

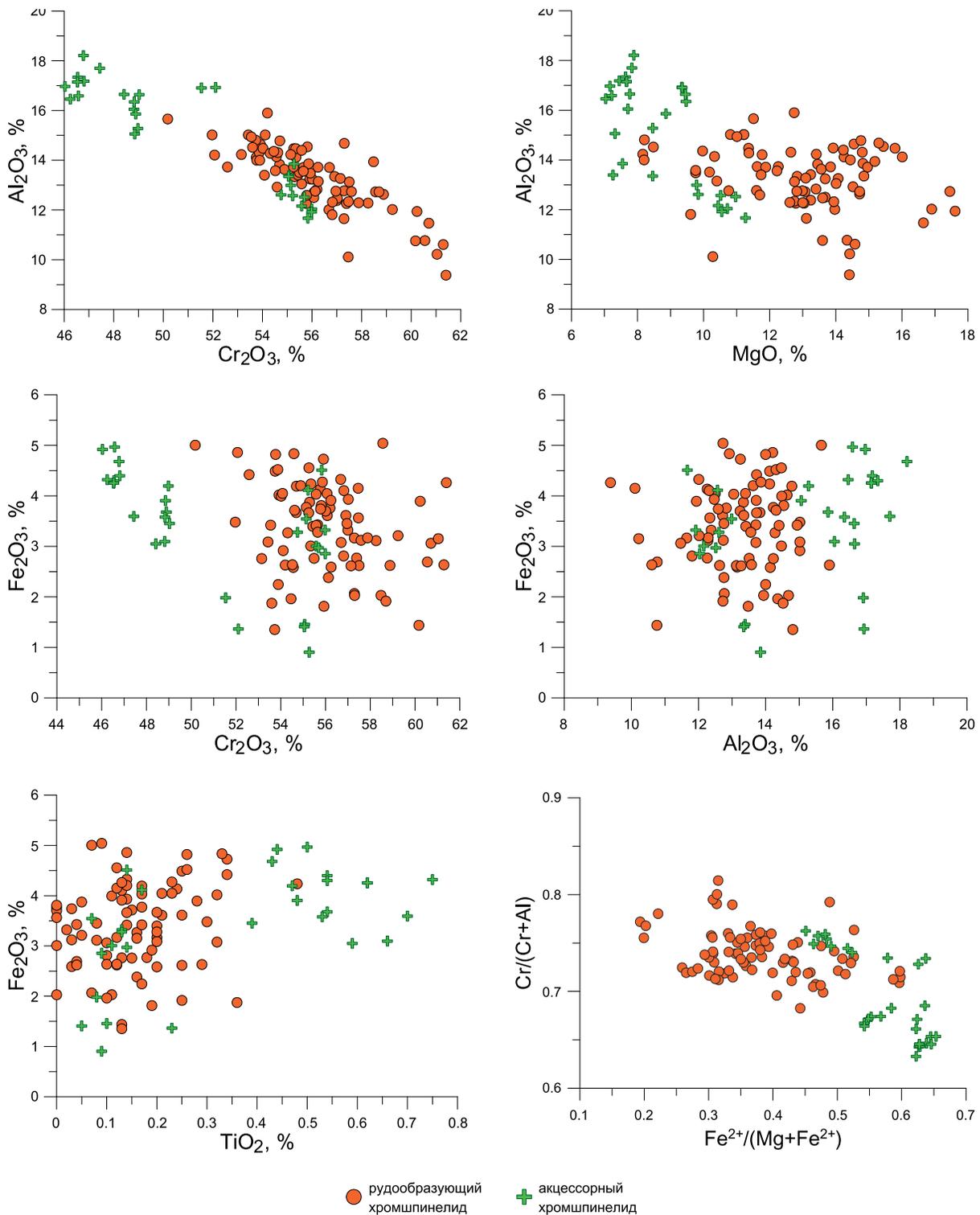


Рис. 3.62. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего и акцессорного хромшпинелида интрузии Сукинда

митом (рис. 3.63). Акцессорные хромшпинелиды относятся к алюмохромиту, при этом часть их совместно с рудообразующими хромшпинелидами занимает верх этой области, другая же, более глиноземистая, — центральную часть.

Несмотря на то, что вмещающими оруденение породами являются сильно серпентинизированные, лимонитизированные и окремненные гипербазиты, ни одна из проанализированных шпинелей не выходит в более железистые ферри-области.

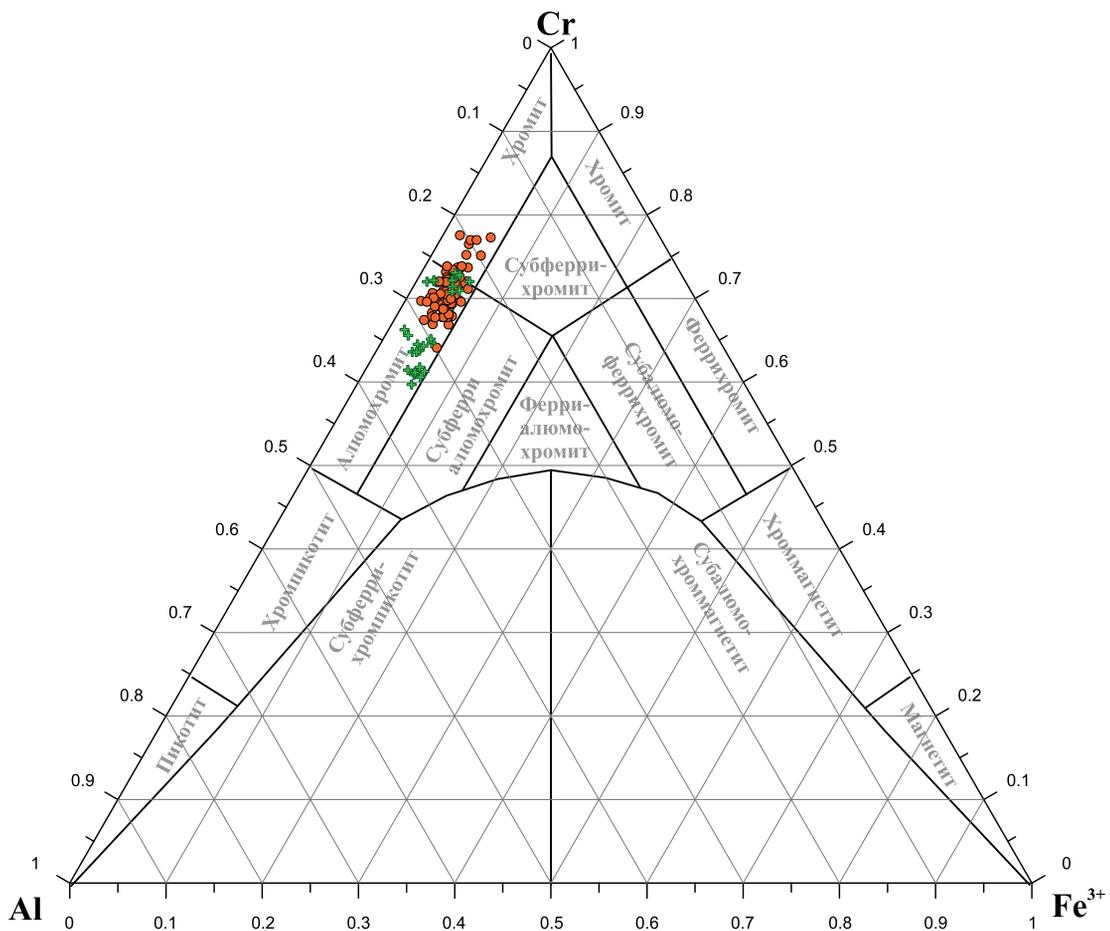


Рис. 3.63. Вариационная диаграмма рудообразующего и акцессорного хромшпинелида интрузии Сукинда. Условные обозначения см. на рис. 3.62

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды интрузии Сукинда по содержанию трехвалентных компонентов и титана (моды: Cr_2O_3 – 55,8%; Al_2O_3 13,4%; Fe_2O_3 3,4%; TiO_2 0,14%) совпадают с таковыми для интрузии Принц (моды: Cr_2O_3 55,7%; Al_2O_3 14%; Fe_2O_3 3,4%; TiO_2 0,17%), отличаясь только повышенной железистостью – #Fe 0,37 и 0,26 соответственно. Они представлены двумя минеральными разновидностями – преобладающим «хромистым» алюмохромитом и хромитом.

Базит-гипербазитовые интрузии зеленокаменного пояса Наггихалли (Индия)

Геологическое строение и хромитоносность

Зеленокаменный пояс Наггихалли (Nuggihalli) протяженностью 60 км при ширине 2 км расположен в пределах гранито-гнейсового кратона Западный Дхарвар (West Dharwar Craton) в западной части Индийского щита и сложен раннеархейскими амфиболитами, сланцами, метавулканитами (от коматиитовых до толеитовых базальтов) и метаосадочными комплексами, в том числе и железистыми кварцитами (возраст 3,1–3,6 млрд лет).

В прикорневых частях пояса закартированы силлоподобные расслоенные базит-гипербазитовые интрузии небольших размеров, вытянутые согласно его простиранию (рис. 3.64). Тела сложены метаперидотитами, метапироксенитами, тремолит-актинолит-хлоритовыми сланцами, серпентинизированными дунитами с прослоями хромитов, анортозитами и габбро с горизонтами титаномагнетитов. В разрезе выделяются два слоя гипербазитов, разделенных габброидами (рис. 3.65).

Хромовое оруденение представлено линзо- и жилообразными телами (мощностью первые метры и протяженностью первые сотни метров), сложенными массивной, вкрапленной, пятнистой и нодулярной рудой, а также прерывистыми слойками и шширами хромита мощностью от нескольких мм до нескольких сантиметров.

Вмещающими породами являются аподунитовые серпентиниты и метаперидотиты. Содержание Cr_2O_3 в рудах варьирует от 20 до 49%. Суммарные ресурсы месторождений пояса составляют 2,7 млн т.

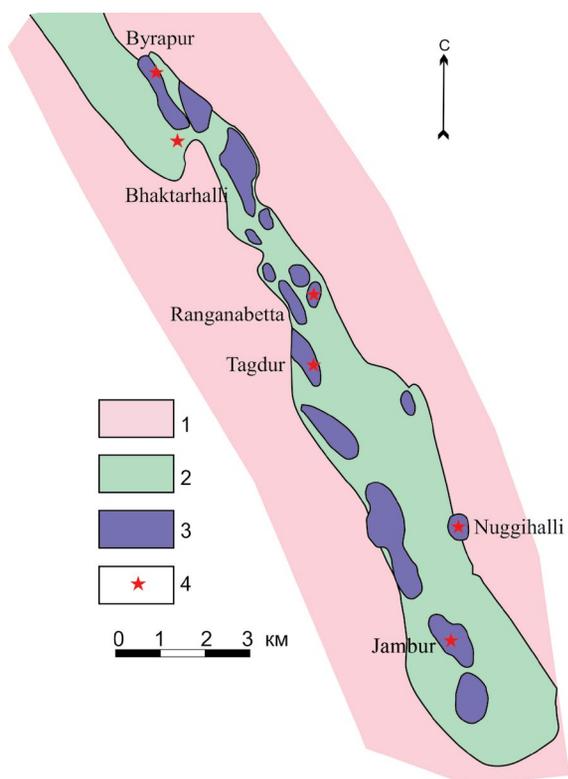


Рис. 3.64. Схематическая геологическая карта зеленокаменного пояса Наггихалли [72]:

1 – гнейсы AR1; 2 – метавулканитовые сланцы зеленокаменного пояса Наггихалли AR1; 3 – базит-гипербазитовые интрузии; 4 – хромитовые месторождения

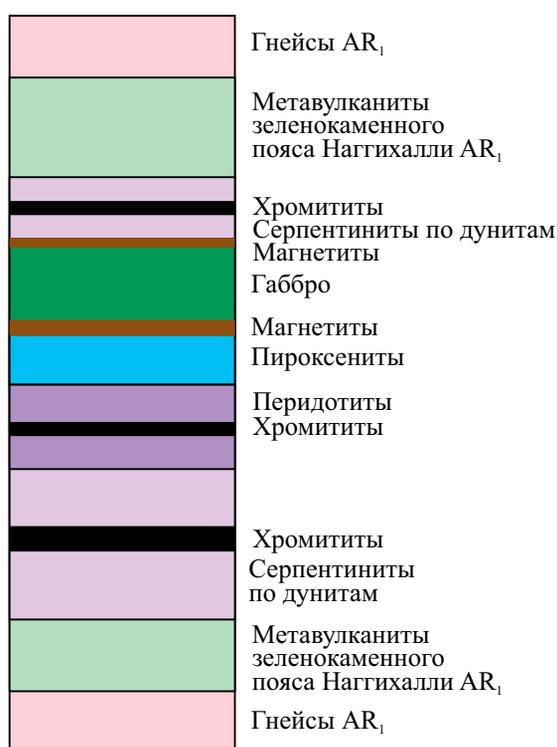


Рис. 3.65. Обобщенный геологический разрез базит-гипербазитовых интрузий зеленокаменного пояса Наггихалли [72]

Типохимизм рудообразующего хромшпинелида

Состав рудообразующего хромшпинелида представлен 313 зондовыми анализами из шести месторождений пояса: Aladahalli – 27 анализов (массивные руды); Bhaktarhalli – 25 анализов (массивные руды); Byrapur – 187 анализов (массивные, сетчатые, пятнистые и шлировые руды); Gobbalahalli – 43 анализов (массивные руды); Jambur – 11 анализов (бедные вкрапленные руды); Tagdur – 19 анализов (шлировые руды) [71].

Хромшпинелид из разных базит-гипербазитовых тел различается широкими вариациями состава (рис. 3.66).

Содержание Cr_2O_3 варьирует от 41 до 61 %, Al_2O_3 – от 6 до 16,5 %, Fe_2O_3 – от 4 до 15 %, TiO_2 – от 0 до 0,7 %, FeO – от 15 до 28,5 %, MgO – от 3 до 12 %. Показатели $\# \text{Cr}$ – от 0,63 до 0,87, $\# \text{Fe}$ – от 0,41 до 0,83, $\# \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ – от 0,12 до 0,37.

Самыми хромистыми являются хромшпинелиды месторождения Вугарур, самыми глиноземистыми и железистыми – хромшпинелиды месторождения Jambur. Хромшпинелиды массивных руд месторождений Bhaktarhalli, Aladahalli и Gobbalahalli по содержанию Cr_2O_3 занимают промежуточное положение.

Различаются хромшпинелиды разных месторождений по характеру связей между компонентами (рис. 3.66).

Отрицательная связь между Cr_2O_3 и Al_2O_3 характерна только для хромшпинелидов месторождения Aladahalli. Для шпинелей месторождения Gobbalahalli эта связь имеет положительный знак, для остальных месторождений она не проявлена.

Отрицательные связи между Cr_2O_3 и Fe_2O_3 свойственны шпинелям большинства месторождений, отличаются они лишь углом наклона трендов, образуемых фигуративными точками.

Положительная связь между TiO_2 и Fe_2O_3 устанавливается только для метаморфизованных хромшпинелидов месторождения Gobbalahalli, имеющих повышенное (>10 %) содержание окисного железа. Для них характерна обратная связь между Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

Состав хромшпинелида не зависит от текстурной разновидности руды (месторождение Вугарур). Исключением является окисное железо, содержание которого в шпинелях бедных (вкрапленных и полосчатых) руд в целом немного выше, чем в массивных.

Хромшпинелиды руд разных текстурных типов из месторождения Вугарур относятся к субферрихромиту, образуя тренд, параллельный оси $\text{Cr}-\text{Fe}^{3+}$. При этом хромшпинелиды бедных руд содержат больше окисного железа по сравнению с богатыми (рис. 3.67).

Хромшпинелиды месторождения Bhaktarhalli компактно расположились вдоль нижней границы между хромитом и субферрихромитом.

Хромшпинелиды месторождения Aladahalli менее хромистые, чем Bhaktarhalli, слагают субпараллельный оси $\text{Cr}-\text{Al}$ тренд в верхней части области субферриалюмохромита.

Еще менее хромистые хромшпинелиды месторождения Gobbalahalli образуют субпараллельный тренд к оси $\text{Al}-\text{Fe}^{3+}$ в верхней части области субферриалюмохромита. В этой же области расположены хромшпинелиды бедных и шлировых руд месторождения Tagdur.

И наконец, самые глиноземистые хромшпинелиды месторождения Jambur из бедных вкрапленных руд также относятся к субферриалюмохромиту, но располагаются в центральной части этой области.

Следует отметить, что рудообразующие хромшпинелиды базит-гипербазитовых тел зеленокаменного пояса Наггихалли характеризуются повышенной железистостью и

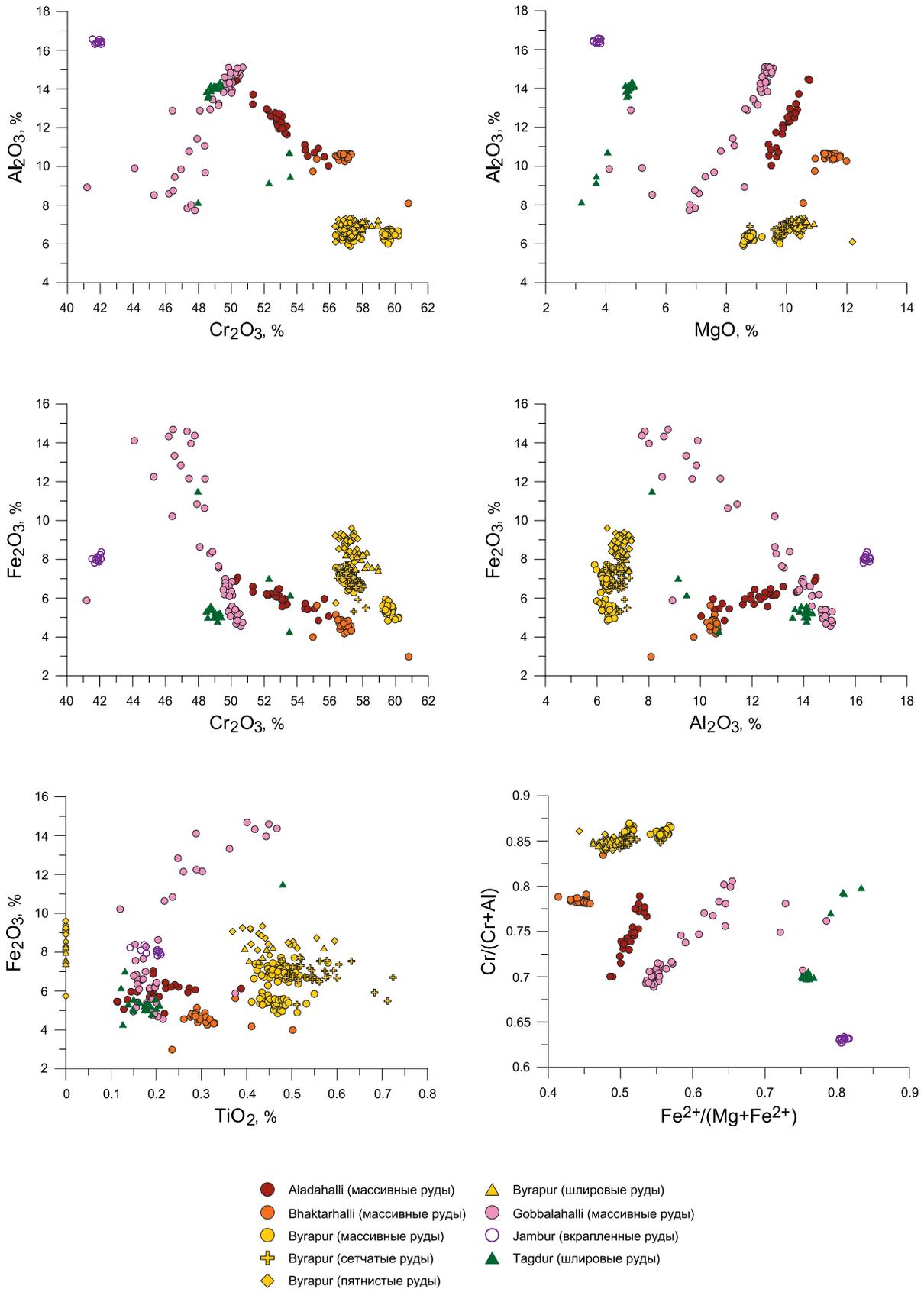


Рис. 3.66. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида базит-гипербазитовых интрузий зеленокаменного пояса Наггихалли

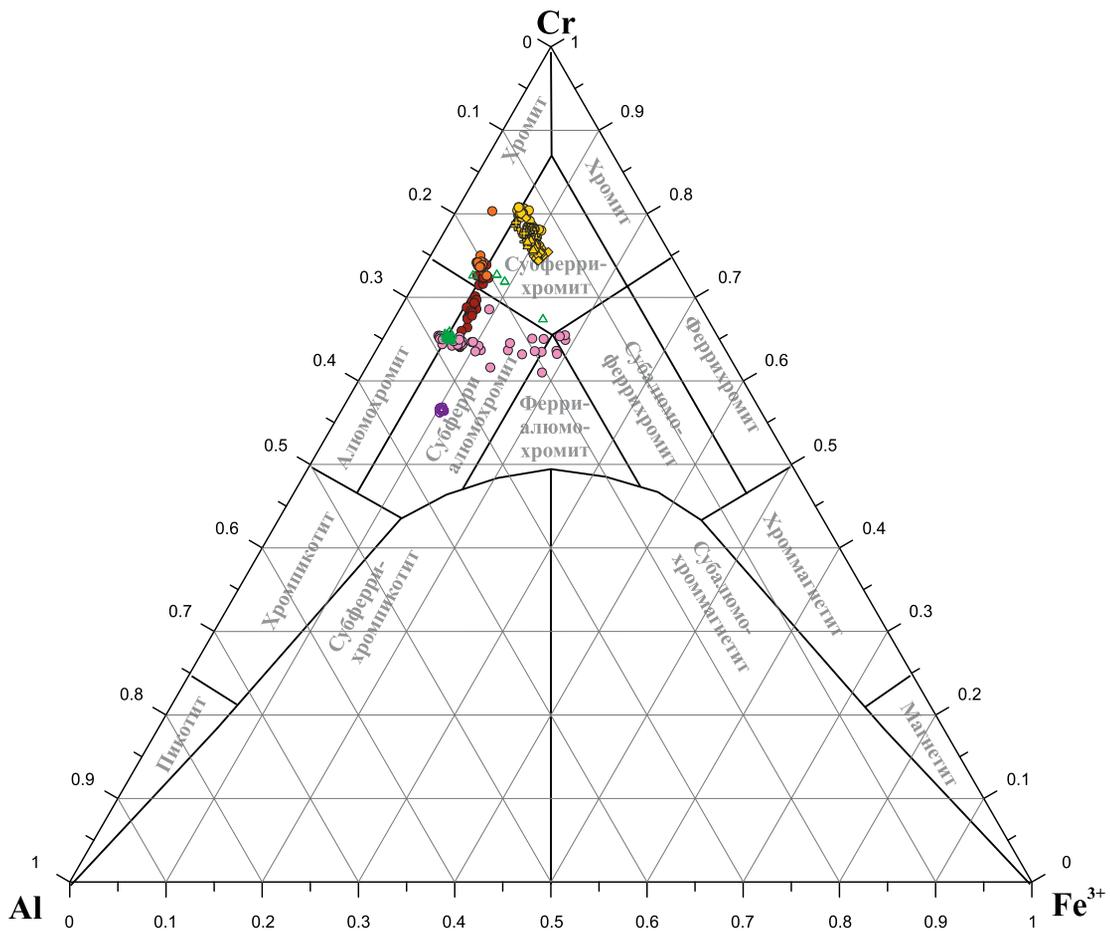


Рис. 3.67. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида базит-гипербазитовых интрузий зеленокаменного пояса Наггихалли. Условные обозначения см. на рис. 3.66

содержат больше окисного железа по сравнению с хромшпинелидами месторождений Сукинда и Принц, что может свидетельствовать о более высоком потенциале кислорода в процессе рудообразования первых.

Выводы

Рудообразующие хромшпинелиды из разных базит-гипербазитовых тел зеленокаменного пояса Наггихалли отличаются широкими вариациями состава. Показатели $\#Cr$ меняются от 0,63 до 0,87, $\#Fe$ – от 0,41 до 0,83, $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ.}}$ – от 0,12 до 0,37. При этом различается и характер связей между компонентами.

По сравнению с хромшпинелидами месторождений Сукинда и Принц шпинели Наггихалли, также отнесенные к 3 типу интрузий, характеризуются повышенной железистостью и содержат больше окисного железа. Фигуративные точки значений состава смещены в ферри-области.

Сравнительный анализ типохимических характеристик рудообразующего хромшпинелида стратиформных интрузий

Рудообразующий хромшпинелид стратиформных интрузий характеризуется меньшими вариациями содержания слагающих его основных компонентов по сравнению с альпинотипными, несмотря на большее разнообразие вмещающих пород – от дунитов и перидотитов (гарцбургитов и верлитов) до пироксенитов, анортозитов и габброноритов. Диапазон содержания Cr_2O_3 составляет 35–60 %, $K_{\text{вар.}}$ 18,5; Al_2O_3 – 6–22 %, $K_{\text{вар.}}$ 6,9; Fe_2O_3 – 2–10 %, $K_{\text{вар.}}$ 4,8; FeO – 8–30 %, $K_{\text{вар.}}$ 11,6; MgO 4–18 %, $K_{\text{вар.}}$ 4,8; TiO_2 – 0–1 %, $K_{\text{вар.}}$ 0,06 (рис. 3.68).

Рудообразующие шпинели интрузий 1 и 2 типа характеризуются одномодальным распределением основных компонентов с отчетливо проявленными модами: TiO_2 – 0,4–0,6 %; Al_2O_3 – 14–16 %; Fe_2O_3 – 4–6 %; MgO – 8–10 %. Максимальная плотность распределения Cr_2O_3 соответствует 45–55 %, FeO – 18–24 %.

Рудообразующие шпинели интрузий 3 типа отличаются двухмодальным характером распределения для ряда компонентов, таких как TiO_2 – моды 0,1–0,2 % и 0,4–0,6 %; Al_2O_3 – моды 7 и 14 %; FeO – моды 10 и 18–20 %; MgO – моды 9 и 11 %. Такое сложное распределение, по сравнению с интрузиями 1 и 2 типов, обусловлено наличием в месторождениях малых интрузий зеленокаменного пояса Наггихалли контрастных по составу рудообразующих хромшпинелидов – от высокохромистых титанистых среднежелезистых месторождения Вугариг до низкохромистых низкотитанистых высокожелезистых месторождения Јамбур и промежуточных значений для остальных месторождений (см. рис. 3.66).

Сравнение шпинелей интрузий 1, 2 типа с 3 типом показывает, что последние в целом содержат больше Cr_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 и меньше TiO_2 , Al_2O_3 и FeO , соответственно и показатели $\#Cr$ и $\#Fe^{3+}/Fe_{\text{общ.}}$ у них выше, а показатель $\#Fe$ – ниже (рис. 3.68).

Следует отметить, что разная представительность аналитических данных (см. табл. 1.1) не позволяет статистически обоснованно оценить особенности состава рудообразующих хромшпинелидов для ряда интрузий, таких как Большая Варака, Великая Дайка, Падос-Тундра, чей вклад в частотные гистограммы оказывается минимальным по сравнению с данными, например, по Огненному кольцу или Бушвельду, но все-таки дает общее представление об их химизме.

Для хромшпинелидов интрузий 1 и 2 типов выявлены значимые отрицательные связи между парами Cr_2O_3 - Al_2O_3 , $K_{\text{корр.}}$ -0,65; Cr_2O_3 - TiO_2 , $K_{\text{корр.}}$ -0,49; Cr_2O_3 - Fe_2O_3 , $K_{\text{корр.}}$ -0,63; FeO - MgO , $K_{\text{корр.}}$ -0,97 и положительная связь между Fe_2O_3 - TiO_2 , $K_{\text{корр.}}$ -0,50 (рис.3.69). Таким образом, в процессе кристаллизационной дифференциации наблюдается закономерная эволюция состава хромшпинелида, выражающаяся в уменьшении содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 , и MgO за счет увеличения Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 .

Хромшпинелиды интрузий Принц и Сукинда, отнесенные к 3 типу, имеют значимые отрицательные связи только для пар Cr_2O_3 – Al_2O_3 , $K_{\text{корр.}}$ - 0,72 и FeO - MgO , $K_{\text{корр.}}$ - 0,99. Так же, как и для альпинотипных шпинелей, для них характерен изоморфизм $\text{Cr} \Leftrightarrow \text{Al}$ и $\text{Fe}^{2+} \Leftrightarrow \text{Mg}$.

Подавляющее количество хромшпинелидов стратиформных интрузий слагают единый тренд, направленный под косым углом к оси Cr-Al от верхов области алюмохромита к центральной части области субферриалюмохромита (рис. 3.70).

Самые хромистые шпинели месторождения Вугариг зеленокаменного пояса Наггихалли образуют обособленное поле в верхней части области субферрихромита, располагаясь параллельно оси Cr- Fe^{3+} . Хромшпинелиды Великой Дайки, Сопчеозерского

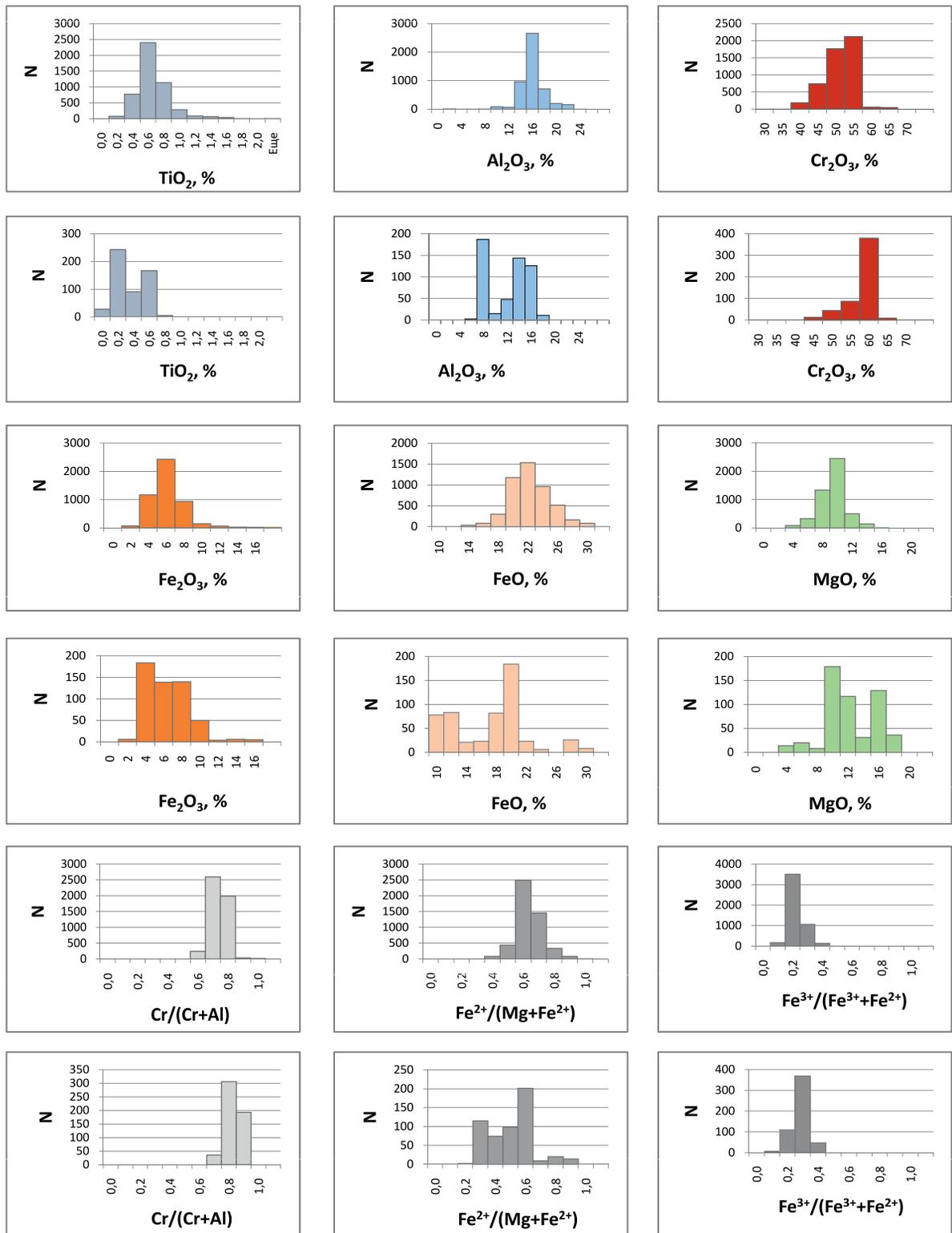


Рис. 3.68. Частотные гистограммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида стратиформных интрузий

месторождения Мончетундры и месторождения Bhartakhalli зеленокаменного пояса Наггхалли занимают приграничную часть хромита и алюмохромита. Самые глиноземистые хромшпинелиды интрузии Стиллуотер слагают обособленное поле в нижней части области субферриалюмохромита. Хромшпинелиды Бураковско-Аганозерского интрузива отличаются высоким содержанием Fe₂O₃ и относятся к субферрихромиту (рис. 3.70).

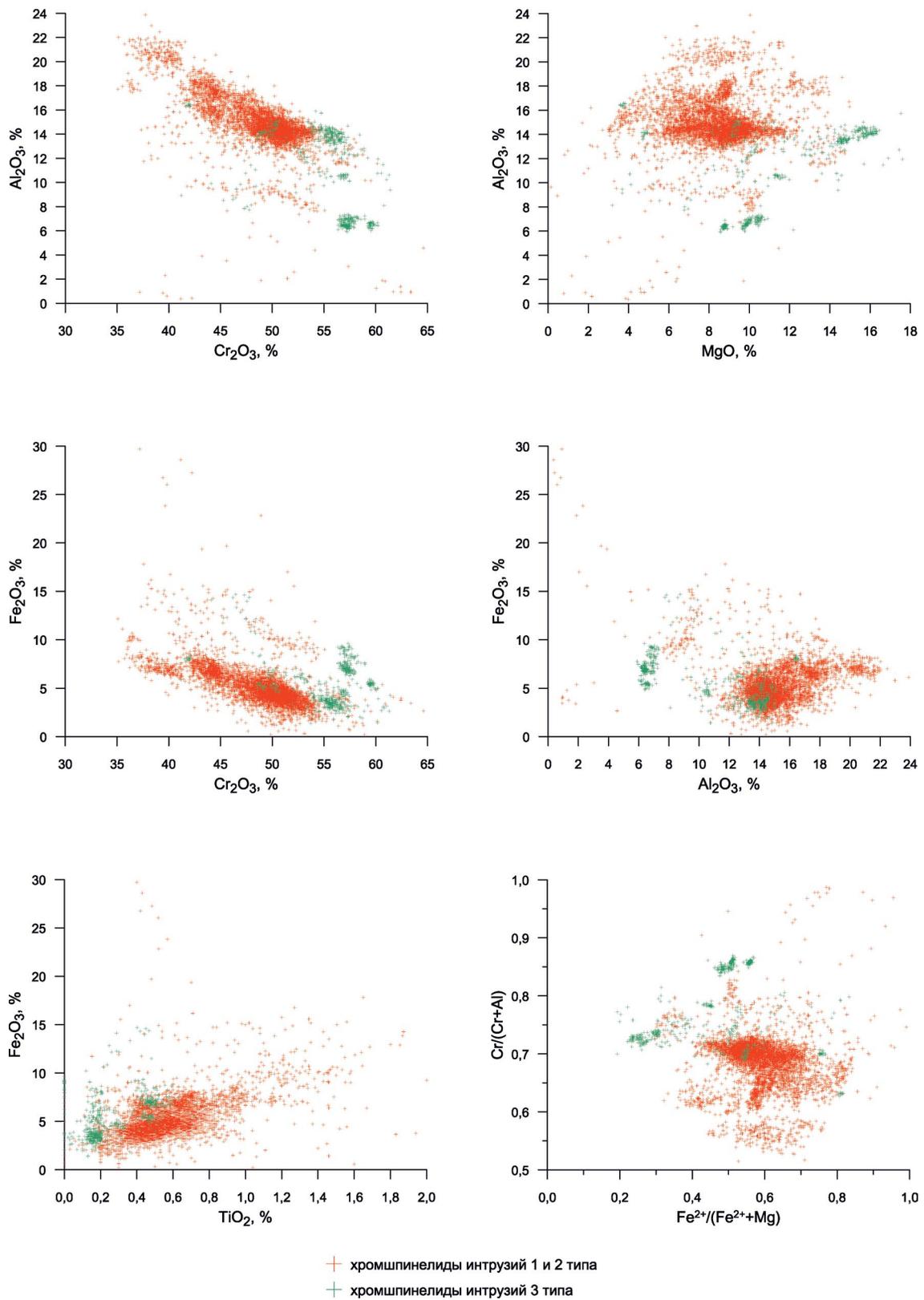


Рис. 3.69. Бинарные диаграммы содержания основных компонентов рудообразующего хромшпинелида стратиформных интрузий

Для сравнительного анализа состава рудообразующих хромшпинелидов стратиформных интрузий были использованы модальные значения содержания основных компонентов и типохимических параметров (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Модальные значения содержания основных компонентов и типохимических параметров рудообразующих хромшпинелидов стратиформных интрузий

Интрузия	Тип интрузии	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	#Fe	#Fe ³⁺ / Fe _{общ}	Fe ³⁺ / (Cr+Al+Fe ³⁺)	Cr/ (Cr+Al+Fe ³⁺)	Al/ (Cr+Al+Fe ³⁺)	#Cr
Бушвельд	1	0,75	16,82	43,95	7,52	21,92	8,44	0,593	0,236	0,094	0,578	0,331	0,634
Бураковско-Аганозерская	1	1,21	9,44	48,34	10,09	20,00	9,52	0,540	0,314	0,130	0,663	0,190	0,777
Большая Варака	1	1,39	14,25	47,45	3,41	28,51	3,97	0,804	0,097	0,045	0,663	0,293	0,691
Великая Дайка	1	0,32	12,14	57,30	3,19	12,98	13,37	0,352	0,181	0,039	0,735	0,230	0,762
Кеми	2	0,51	14,67	49,48	4,50	19,76	9,16	0,547	0,176	0,056	0,660	0,293	0,695
Мончетундровская (Солчезерское м-ние, скв.ЮМ-5 (хш+ол))	2	0,21	12,57	56,55	2,58	12,79	13,60	0,343	0,143	0,031	0,726	0,239	0,751
Мончетундровская (хш+ол+рп)	2	0,45	16,70	45,39	6,17	22,73	7,65	0,625	0,198	0,077	0,598	0,332	0,641
Падос-Тундра	2	0,25	11,04	52,25	6,44	19,75	7,33	0,614	0,233	0,083	0,702	0,219	0,760
Стилуотер	2	0,61	20,38	39,55	7,05	21,72	8,52	0,589	0,229	0,087	0,516	0,398	0,564
Огненное кольцо	2	0,51	14,48	50,15	4,48	20,98	8,51	0,580	0,162	0,056	0,660	0,284	0,699
Кампо-Формозо	2	0,19	13,85	53,46	4,01	18,75	10,09	0,488	0,172	0,049	0,682	0,264	0,722
Сарановская	2	0,58	17,79	43,55	6,14	17,12	12,40	0,439	0,248	0,076	0,577	0,349	0,621
Сукинда	3	0,14	13,41	55,81	3,43	13,87	13,11	0,368	0,182	0,041	0,706	0,254	0,736
Принц	3	0,17	14,00	55,69	3,42	9,94	15,56	0,264	0,236	0,041	0,700	0,261	0,729
Наггхалли (Aladahalli)	3	0,19	12,26	52,92	6,06	18,81	10,03	0,514	0,226	0,075	0,688	0,238	0,743
Наггхалли (Bhaktarhalli)	3	0,30	10,52	56,89	4,56	16,38	11,40	0,447	0,202	0,056	0,739	0,204	0,784
Наггхалли (Bugarpur)	3	0,47	6,54	57,38	6,97	18,25	9,81	0,511	0,244	0,091	0,779	0,132	0,856
Наггхалли (Gobalahalli)	3	0,19	13,84	49,59	6,78	20,17	9,13	0,553	0,233	0,084	0,648	0,268	0,707
Наггхалли (Jambur)	3	0,20	16,41	41,92	8,02	28,05	3,70	0,810	0,205	0,103	0,566	0,331	0,631
Наггхалли (Tagdur)	3	0,17	14,06	49,02	5,26	26,81	4,76	0,760	0,149	0,067	0,655	0,280	0,701

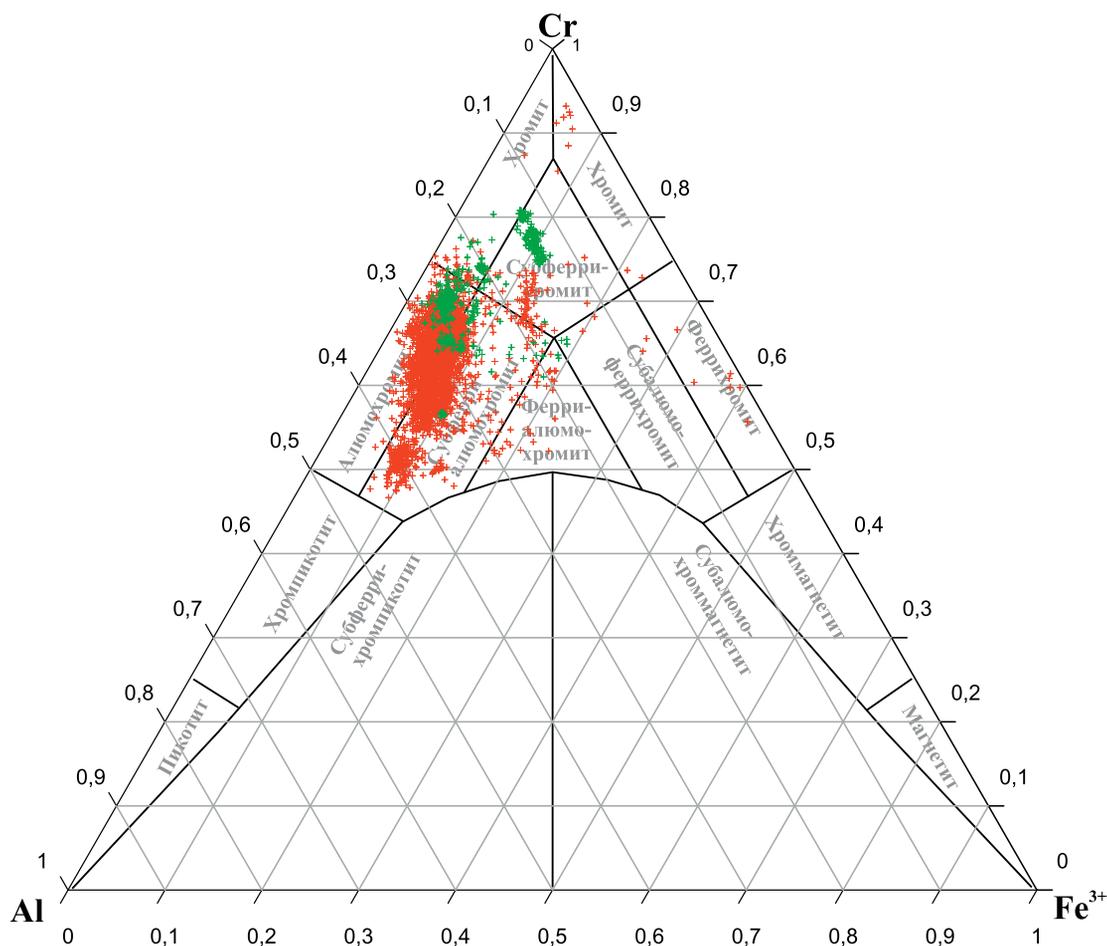


Рис. 3.70. Вариационная диаграмма рудообразующего хромшпинелида стратиформных интрузий. Условные обозначения см. на рис. 3.69

Наиболее высокие концентрации TiO_2 характерны для интрузий 1 типа – Бушвельд (мода 0,75), Бураковско-Аганозерская (мода 0,75) и Большая Варака (мода 1,4). Исключением является Великая Дайка, чье модальное значение TiO_2 близко к малым интрузиям 3 типа (за исключением месторождения Вугариг) и ряду интрузий 2 типа (моды 0,15–0,3%) (рис. 3.71).

Самыми хромистыми и низкожелезистыми являются хромшпинелиды интрузий Великая Дайка, Мончетундровская (Сопчеозерское месторождение и скв. ЮМ-5, оливин-хромшпинелидовые кумулаты), Принц, Сукинда. Фигуративные точки их модальных значений располагаются в приграничных областях хромита и алюмохромита (рис. 3.72) и относятся к среднехромистым низкожелезистым (магнезиальным) разновидностям (рис. 3.73).

Шпинели малых интрузий Bhaktarhalli и Вугариг зеленокаменного пояса Наггихалли отличаются более высоким содержанием Cr_2O_3 (рис. 3.72) от рассмотренных выше, но они же содержат и больше окисного и закисного железа, относясь: первые – к среднехромистым среднежелезистым, а вторые – к высокохромистым среднежелезистым разновидностям (рис. 1.5, 3.73).

Модальные значения остальных интрузий последовательно смещаются из области алюмохромита в область субферриалюмохромита, где крайнюю точку этого тренда занимает самая глиноземистая шпинель Стиллоутера, относящаяся к низкохромистой среднежелезистой разновидности.

Удивительной особенностью является полное (или частичное) совпадение модальных составов шпинелей из разных интрузий. Так шпинели Бушвельдского плутона и

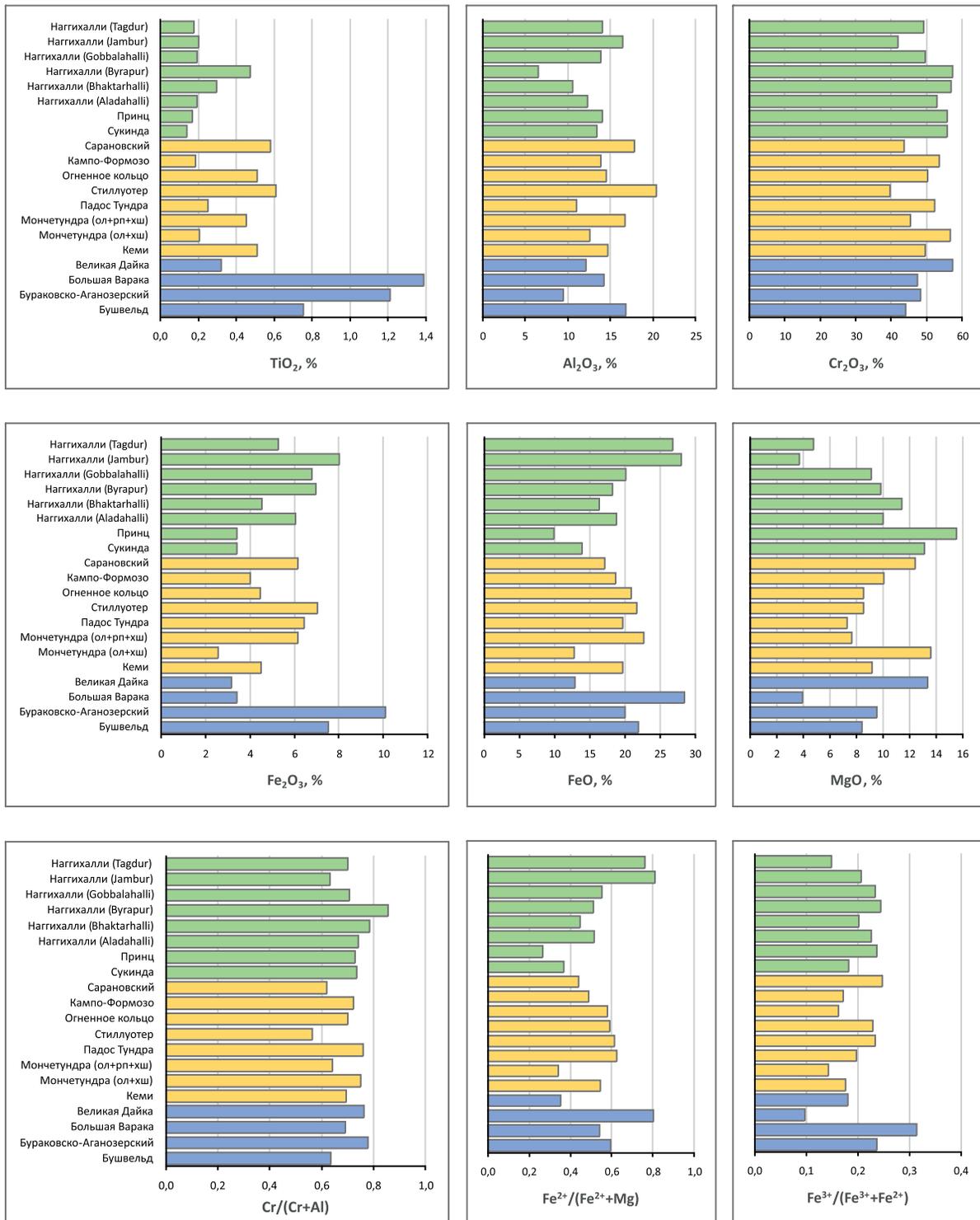


Рис. 3.71. Модальные значения содержания основных компонентов и типохимических параметров первичного рудообразующего хромшпинелида стратиформных интрузий.

Голубые – 1 тип, желтые – 2 тип, зеленые – 3 тип

Мончетундровской интрузии (оливин-хромшпинелидовые кумулаты) совпадают по всем параметрам, относясь к среднехромистым среднежелезистым. Хромшпинелиды Сарановской интрузии, близкие с ними по содержанию трехвалентных элементов, являются менее железистыми.

То же касается и шпинелей интрузий Огненного Кольца, Кеми и Большая Варака. Составы первых двух очень близки и также относятся к среднехромистым среднежелези-

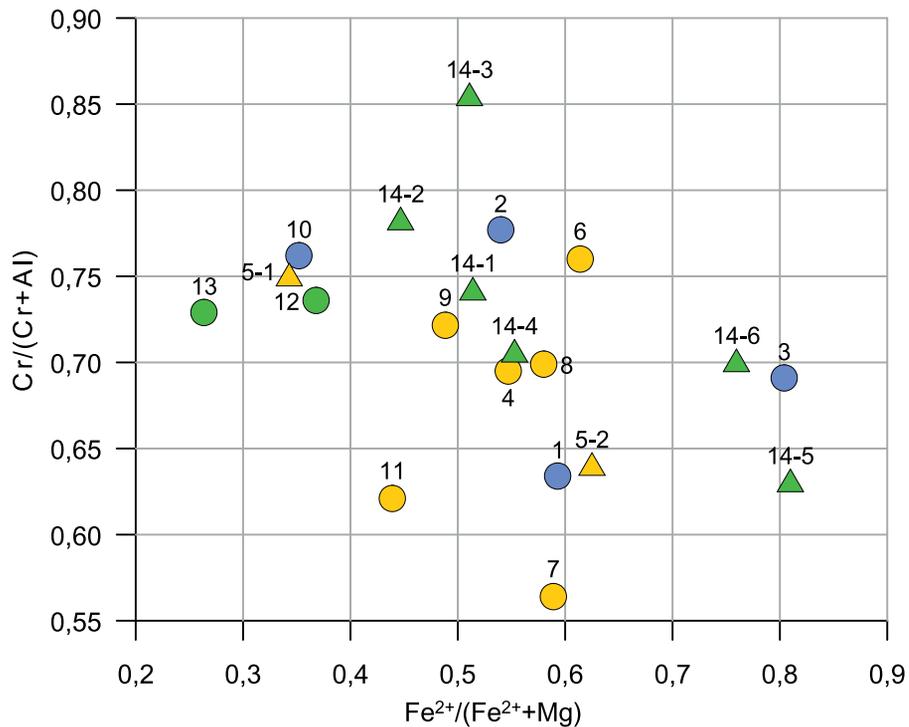


Рис. 3.73. Бинарная диаграмма модальных значений #Fe-#Cr первичного рудообразующего хромшпинелида стратиформных интрузий. Условные обозначения см. на рис. 3.71

Показатель #Fe, напротив, варьирует в более широких пределах – от 0,25 до 0,8. Выделяются низкожелезистые (#Fe <0,4), среднежелезистые (#Fe 0,4–0,7) и высокожелезистые (#Fe >0,7) шпинели с преобладанием среднежелезистых.

Рудообразующие хромшпинелиды стратиформных интрузий в целом характеризуются повышенными концентрациями Fe_2O_3 и TiO_2 по сравнению с альпинотипными. Эта особенность связана с закономерным возрастанием железистости шпинелей в процессе замещения по схеме $Al \rightarrow Cr \rightarrow Fe^{3+}$. Превалирующей же ролью в эволюции их химизма играет изоморфизм $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$.

Заключение

Хромшпинелиды относятся к минералам, обладающим уникальной «генетической памятью». Их химический состав и особенности внутренней структуры являются чувствительным индикатором физико-химических условий эндогенного рудообразования, представленного альпинотипным и стратиформным рудно-формационным и геолого-промышленным типами месторождений хромовых руд.

Анализ рудообразующих хромшпинелидов показал значительные вариации их состава не только в рудах, относящихся к разным рудно-формационным типам – стратиформному и альпинотипному, но и к отдельным стратиформным интрузиям, альпинотипным массивам и слагающим их структурно-вещественным комплексам.

Рудообразующие хромшпинелиды стратиформных интрузий характеризуются широким диапазоном содержания двухвалентных компонентов по сравнению с трехвалентными. В шпинелях позднеархейских-раннепротерозойских стратиформных интрузий 1 и 2 типа отмечаются повышенные концентрации Fe_2O_3 и TiO_2 и повышенные величины показателя $\#Fe$ по сравнению с раннеархейскими интрузиями 3 типа. По ряду типохимических параметров рудообразующие хромшпинелиды интрузий 3 типа (Принц и Сукинда) близки к хромшпинелидам дунит-гарцбургитового структурно-вещественного комплекса альпинотипных массивов. Подавляющее количество хромшпинелидов стратиформных интрузий относятся к алюмохромиту и субферриалюмохромиту. Вариации содержания основных компонентов в хромшпинелидах стратиформных интрузий в процессе фракционирования и кристаллизационной дифференциации обусловлены рядом факторов, таких как: состав исходного расплава; температура кристаллизации; фугитивность кислорода; реакционное взаимодействие с интеркумулусной жидкостью и сосуществующими силикатными минералами в субсолидусных условиях, поступление дополнительных порций расплава.

Рудообразующие хромшпинелиды альпинотипных массивов отличаются значительными вариациями содержаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 и низкими концентрациями Fe_2O_3 и TiO_2 . Распределение Cr_2O_3 и Al_2O_3 имеет многомодальный характер и отражает наличие двух различающихся по химическому составу групп рудообразующих хромшпинелидов – глиноземистой и хромистой. К первой группе относятся шпинели из месторождений и рудопроявлений гарцбургитового СВК, ко второй – дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. Хромшпинелиды гарцбургитового СВК содержат более высокие концентрации Al_2O_3 , MgO , TiO_2 и меньшие – Cr_2O_3 по сравнению с хромистыми шпинелями дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК. Хромшпинелиды дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК показывают явное сходство в содержании основных компонентов: для них характерно высокое содержание Cr_2O_3 и повышенный показатель $\#Fe$ по сравнению со шпинелями гарцбургитового СВК.

Близость типохимических характеристик рудообразующих хромшпинелидов дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК позволяет предположить их генетическое родство, в отличие от контрастных по составу шпинелей гарцбургитового СВК. Большая часть шпинелей гарцбургитового СВК относится к низкохромистым (глиноземистым) низкожелезистым (магнезиальным) разновидностям; дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового СВК – к средне-высокохромистым среднежелезистым. Разнообразие состава первичных альпинотипных

шпинелей определяется изоморфизмом $\text{Cr} \Leftrightarrow \text{Al}$, при практически неизменном содержании Fe^{3+} , что свидетельствует о низком кислородном потенциале среды рудообразования. Вариации химического состава альпинотипных хромшпинелидов, в первую очередь, отражают различную степень частичного плавления мантийного субстрата, к которому принадлежат перидотиты альпинотипных гипербазитовых массивов. Показатель $\# \text{Cr}$, при этом, является надежным индикатором степени плавления – чем больше его величина, тем значительней деплетируется мантийное вещество.

Немаловажную роль в изменении состава рудообразующих хромшпинелидов альпинотипных массивов и стратиформных интрузий играют наложенные метаморфические преобразования разной интенсивности и направленности.

Таким образом, изучение типохимических особенностей рудообразующих хромшпинелидов из-за сложности учета всего многообразия геологических факторов, влияющих на его состав, является непростой, но очень важной и актуальной задачей. Ее решение позволит провести рудно-формационное расчленение хромитоносных геологических объектов на стратиформные и альпинотипные, провести типизацию рудообразующих хромшпинелидов альпинотипных массивов по принадлежности к определенному структурно-вещественному комплексу, и, как следствие, оценить масштаб оруденения и выбрать рациональный комплекс геологоразведочных работ.

Литература

1. **Алексеев А.В.** Условия формирования и состав хромитовых руд Алапаевского, Верх-Нейвинского и Верблюжьегогорского альпинотипных ультраосновных массивов Урала. Дисс. канд. геол.-минер. наук УГГУ, Екатеринбург: 2005.
2. **Афанасьев А. К.** Результаты групповой геологической съемки масштаба 1:50000 на территории листов Q-42-14-Б, Q-42-15-А, Б, В, Г; Q-42-26-В, Q-42-27-А, Б, В, Г; Q-42-28-А (в, г), Б (в, г), В, Г и производства доизучения в масштабе 1:50000 листов Q-42-3-В, Г. (Отчет о работах Восточной партии за 1977-1984 гг.). 1984. ФГБУ «Росгеолфонд».
3. **Березовская Н.В.** Геологическое строение и хромитовая минерализация Сопчеозерского месторождения (Мончегорский Плутон). Магистр. дисс. СПГУ, 2003.
4. **Брисюк А.В.** Перспективная оценка хромового оруденения в пределах Войкаро-Сынинского массива. 2017а. ФГБУ «Росгеолфонд».
5. **Брисюк А.В.** Поисковые работы на хромовые руды в пределах Верхне- и Южно-Погурейской хромитоносной зоны Погурейского блока Войкаро-Сынинского массива. 2017б. ФГБУ «Росгеолфонд».
6. **Булыкин Л. Д.** Составление карты-врезки по территории деятельности ПГО «Уралгеология» для прогнозно-металлогенической карты СССР на хромиты масштаба 1:500 000. 1992. ФГБУ «Росгеолфонд».
7. **Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р.** Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из. УРО РАН. Екатеринбург. 2017.
8. **Гайкович М.М.** Поисковые работы на хромиты на Лагортинско-Кэршорской площади Полярного Урала. 2013. ФГБУ «Росгеолфонд».
9. **Ганин В.А.** Отчет о результатах ГК м-ба 1:50.000 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромовых руд в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской интрузии и ее обрамления на площади 430 кв. км (листы Р-37-61-Б-б, г; Г-а, б, г; 62-А-а, в; 62-В-а) в Пудожском р-не Республики Карелия за 1990-1995 гг. 1995. ФГБУ «Росгеолфонд».
10. **Джексон Е.Д.** Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллутер. В кн. «Магматические рудные месторождения», М.: Недра, 1973, С.43-66.
11. **Дмитренко Г.Г.** Минералы платиновой группы альпинотипных ультрамафитов. www.researchgate.net/publication/316547167. 1994.
12. **Жуков Н.А.** Оценка перспектив хромитоносности Карело-Кольского региона России. 2000. ФГБУ «Росгеолфонд».
13. **Зенков И.И.** Отчет «Групповое геологическое доизучение м-ба 1:50 000 Кировоградской площади в пределах листов О-40-72-Г(в.п.), 84-Б(в.п.), Г(в.п.), 96-Б(в.п.), Г, 108-Б, Г (в.п.), О-41-61-В(з.п.), 73-А(з.п.), В(з.п.), 85-А(з.п.), 85-А(ю.в.четв.), В, 97--А(з.п.), В(з.п.), 109-А(з.п.)» (по работам Кировоградской геологосъемочной партии за 1973-1979 гг.). 1979. ФГБУ «Росгеолфонд»
14. **Иванов О.К.** Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
15. **Иванов О.К.** Минералогия Сарановского хромитового месторождения. Урал // Минералогический альманах. М.: 2016. Т. 21, вып. 2. 128 с.
16. **Кениг В.В.** Отчет о поисково-оценочных работах на юго-западной части массива Рай-Из (отчет Рай-изской геолого-поисковой партии за 1981-1985 годы). 1985. ФГБУ «Росгеолфонд».
17. **Киселева О.Н.** Хромиты и платинометальная минерализация в офиолитах юго-восточной части Восточного Саяна (Оспино-Китойский и Харанурский массивы). Кандидат. дисс. Новосибирск: 2014.
18. **Котельников В.Г.** Поисковые работы на хромиты на Хойлинской площади Полярного Урала. 2011. ФГБУ «Росгеолфонд».
19. **Кудрявцев В.И.** Отчет Агардагской партии по поискам промышленных хромитовых руд в пределах Агардагского ультраосновного массива и прилегающих к нему участках в 1974-75 гг. 1976. ФГБУ «Росгеолфонд».

20. **Кучерина П.М.** Производство геологического доизучения м-ба 1:50.000 площади массива Рай-Из и его обрамления. Листы Q-41-46-Б-г, В, Г; -47-А-а,б,в,г,Б,В,Г; -48-А. Групповая геологическая съемка м-ба 1:50.000 листов Q-41-56-В-б,в,г,Г; -57-А,Б,В-а,Г-б и геологического доизучения листов Q-41-56-А,Б,В-а; -57-В-б,в,г,Г-а,в,г в пределах северо-западной части Войкарского синклинория в 1982-1991гг. 1991. ФГБУ «Росгеолфонд».
21. **Лисов Н. С.** ГДП-200 листов М-IX, XI (Орская площадь). Отчет Восточной геологосъемочной партии. с. Нежинка, 2010, филиал по Оренбургской области ФГУ «ТФГИ по ПФО».
22. **Малахов И.А.** Отчет о научно-исследовательской работе «Детальное геолого-структурное и минералого-петрографическое изучение пород и руд Халиловского ультраосновного массива на Южном Урале в связи с проблемой выявления высококачественных хромитовых руд». Екатеринбург: 2002 г. ФГБУ «Росгеолфонд»
23. **Мамина В. М.** Информационный отчет о результатах незавершенных поисковых работ на хромиты на Первомайском хромитоносном массиве в 1980-2002, г. Верхняя Пышма, 2003. ФГБУ «Росгеолфонд».
24. **Мамонтов В.П.** Отчет о результатах поисковых работ на тальк, проведенных на массиве Падос-тундра в 1996-1999 гг.», Апатиты: 2000 г. ФГБУ «Росгеолфонд»
25. **Методические рекомендации по применению «Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых».** Хромовые руды. Министерство природных ресурсов Российской Федерации. М.: 2007, 39 с.
26. **Мкртычян Г.А.** Поисковые работы на хромиты в пределах Южно-Тувинского гипербазитового пояса на Агардагском участке. 2012. ФГБУ «Росгеолфонд».
27. **Николаев В.И.** Ревизионно-поисковые работы по оценке хромитоносности ультраосновных массивов Сибири, Дальнего Востока, Южного и Среднего Урала. 2011. ФГБУ «Росгеолфонд».
28. **Никольская Н.Е.** Локальный прогноз хромитового оруденения в пределах северной части Райизского и Сыумкеуского ультраосновных массивов с целью конкретизации участков для проведения поисковых работ. 2014. ФГБУ «Росгеолфонд».
29. **Нужин В.В.** Поисковые работы на хромитовые руды в северной части Войкаро-Сынинского ультраосновного массива (Приполярный Урал). 2007. ФГБУ «Росгеолфонд».
30. **Овечкин А.М.** Отчет с подсчетом запасов о результатах разведочных работ на флангах и глубоких горизонтах хромитового месторождения «Центральное» за 2004-2009 гг. 2010. ФГБУ «Росгеолфонд».
31. **Павлов Н.В.** Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. Наук. Сер. руд. месторожд. 1949, вып. 103, № 3, 88 стр.
32. **Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.** Хромиты Кемпирсайского плутона. Наука, М.: 1968.
33. **Перевозчиков Б.В.** Отчет о поисково-оценочных работах на хромиты в пределах Южного рудного поля на Рай-Изском ультраосновном массиве за 1976-1977 гг. 1978. ФГБУ «Росгеолфонд».
34. **Перевозчиков Б.В., Пучков В.Н.** Геологическое строение массива. Сб. «Строение, эволюция и минералогия гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск, 1990.
35. **Перевозчиков Б. В.** Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзорная информация. Вып. 7. М, АОЗТ «Геоинформмарк», 1995, 46 с.
36. **Перевозчиков Б.В.** Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь. 2000.
37. **Перевозчиков Б.В.** Прогнозная оценка гипербазитов Войкаро-Сынинского массива. 2000. Геолфонд ЯНАО.
38. **Перевозчиков Б. В.** Поисковые критерии и признаки хромитового оруденения базит-ультрабазитовых комплексов Урала (экспертная система). 2001. ФГБУ «Росгеолфонд».
39. **Печенкин Б.В.** Поисковые работы на хромовые руды на Погурей-Лабогейском участке Погурейского блока Войкаро-Сынинского массива. 2013. ФГБУ «Росгеолфонд».
40. **Подгорних В.В.** Отчет по прогнозно-поисковым работам на хромовые руды в пределах Олыся-Мусюрского и Синотвожского массивов. 2009. ФГБУ «Росгеолфонд».

41. **Пономарев И.С.** Отчет о результатах геолого-поисковых работ на хромиты на Ключевском ультраосновном массиве, проведенных Сысертской ГПП в Свердловской области за 1964-1969 гг. 1970. ФГБУ «Росгеолфонд».
42. **Попов И.И.** Прогнозно-поисковые работы на хромовые руды в южной части ультраосновного массива Сьум-Кей (Полярный Урал). 2007. ФГБУ «Росгеолфонд».
43. **Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья. Уфа, 2010. ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.
44. **Руднев А.В.** Поисковые работы на хромитовые руды в пределах Верблюжьегорского и Хабаровинского ультрабазитовых массивов (Южный Урал). 2014. ФГБУ «Росгеолфонд».
45. **Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.** Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2008, 280 с.
46. **Савельева Г.Н., Перцев А.Н.** Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив. Петрология, 1995, т. 3, №2. С. 115-132. т.2, №3, С.115-132.
47. **Селиванов Р.А.** Геологический отчет о результатах поисковых и оценочных работ на хромовые руды в пределах Енгайского рудного поля ультраосновного массива Рай-Из за 2007-2010 гг. 2010. ФГБУ «Росгеолфонд».
48. **Смирнова Т.А. Сегалович В.И.** Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений, М.: Недра, 1987, 166 с.
49. **Сначев В.И.** Хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. ФГБУ «Росгеолфонд».
50. **Станкевич К.К.** Промышленный отчет по детальным поисковым разведкам хромитов Халиловско-Хабарнинских месторождений Оренбургской области. 1934. ФГБУ «Росгеолфонд».
51. **Тищенко В.Т.** Отчет по глубинному геологическому картированию м-ба 1:50 000 территории листов М-40-9-В(в,г); М-40-21-А,В; М-40-33-АВ(а,б) в 1978-1983 гг. (ст.Халилово). Оренбург. 1983. ФГБУ «Росгеолфонд».
52. **Хворов Б.И.** Геологическое строение и полезные ископаемые р-на Хабаровинского гипербазитового массива. м-б 1:50000, Гайский р-н. (Отчет Губерлинской поисково-ревизионной партии за 1967-71 гг.), 1971. ФГБУ «Росгеолфонд».
53. **Царицын Е.П.** Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах // Генезис гипербазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск: 1974. С. 50-54.
54. **Царицын Е.П.** Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как индикатор условий их образования // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск,: 1977. С. 83-95.
55. **Шарков Е.В.** Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ним оруденения. М.: Научный мир. 2006. С. 367.
56. **Шолохнев В.В.** Отчет о результатах поисков хромовых руд и других полезных ископаемых в южной части Мончегорского рудного района за 2001-2003 гг. 2003 г. ФГБУ «Росгеолфонд».
57. **Юркин В.В.** Поисковые работы на хромовые руды на Восточном участке Агардагского гипербазитового массива в Республике Тыва. 2015. ФГБУ «Росгеолфонд».
58. **Alapieti T.T. et al.** The Kemi stratiform chromitite deposit, Northern Finland. Econ. Geology, v. 84, 1989, P.1057-1077.
59. **Carson, H.J.E., Leshner, C.M., and Houlé, M.G.** Geochemistry and petrogenesis of the Black Thor intrusive complex and associated chromite mineralization, McFaulds Lake greenstone belt, Ontario. In: Targeted Geoscience Initiative 4: Canadian Nickel-Copper-Platinum Group Elements-Chromium Ore Systems – Fertility, Pathfinders, New and Revised Models, (ed.) D.E. Ames and M.G. Houlé; Geological Survey of Canada, Open File 7856, P.87–102. 2015.
60. **Chaumba J.B.** Origin of the Mashaba igneous complex, south central Zimbabwe: Evidence from Prince Mine chromite composition. J. Geochem.Explor. 188, P.270-289. 2018.
61. **Chernet T.** Preliminary reduction roasting test on chromite grains from Seitapera and Kerni area, on an attempt to enhance magnetic susceptibility difference, Research Report M16/2003/5, Geological Survey of Finland Research Laboratory Espoo, 2003.

62. **Garuti J.A.** Distribution and mineralogy of platinum-group elements in altered chromitites of the Campo Formoso layered intrusion (Bahia State, Brazil): control by magmatic and hydrothermal processes. *Mineralogy and Petrology* (2007) 89: P. 159–188.
63. **Gornostaev S.S** et al. New data on mineralogy of main chromitite layer of the Kemi deposit, Finland. *Reviewed Abstracts*, abs.88. Millennium Geoscience Summit, Canada, 2000.
64. **Haldar. S.K.** Platinum-Nickel-Chromium deposits. 2017. www.elsevier.com/permissions.
65. **Houlé, M.G., Leshner, C.M., Schetselaar, E.M., Metsaranta, R.T., and McNicoll, V.J.** Architecture of magmatic conduits in Cr-(PGE)/Ni-Cu-(PGE) ore systems; in Targeted Geoscience Initiative – 2016 Report of Activities, (ed.) N. Rogers; Geological Survey of Canada, Open File 8199, P. 55-58. doi:10.4095/299573.
66. **Jenkins M. C. and Mungall J. E.** Genesis of the Peridotite zone, Stillwater Complex, Montana, USA <https://academic.oup.com/petrology/advance-article-abstract/doi/10.1093/petrology/egy093/5123565>. 2018.
67. **Johnson C.** Podiform chromite at Vockhod, Kazakhsnan. Cardiff University, 2012. Диссерт. Ph.D.
68. **Laarman, Jordan E.A** Detailed Metallogenic Study of the McFaulds Lake Chromite Deposits, Northern Ontario, 2014. Northern Ontario. A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree in Doctor of Philosophy, P. 146, <https://ir.lib.uwo.ca/etd>.
69. **McIntosh R.** Petrogenesis of the LG-6 chromitite at Ruighoek mine, western limb of the Bushveld Complex, South Africa, 2017/ P. 152.
70. **Mohanty D.** Ore genesis ore PGE in the Sukinda chromite deposit, Orissa, India. 2007, P. 195
71. **Mondal S.K.** Compositional variations in the Mesoarchean chromites of the Nuggihalli schist belt, Western Dharwar Craton (India): potential parental melts and implications for tectonic setting. *Contrib. Miner. and Petrol.* 2010, v.160, 6.
72. **Mukherjee R.** Traceelement fingerprints of chromite, magnetite and sulfides from the 3.1 Ga ultramafic–mafic rocks of the Nuggihalli greenstone belt, Western Dharwar craton (India). *Contrib Mineral Petrol* (2015) 169:59.
73. **Prendergast M.D.** Archean komatiitic sill-hosted chromite deposits in the Zimbabwe craton. *Economic Geology*. 2008. vol.103, N 5. P.981-1004.
74. **Schulte, R.F., Taylor, R.D., Piatak, N.M., and Seal, R.R., II**, 2012, Stratiform chromite deposit model, chap. E of Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–E, 131 p.
75. **Teigler B.** Mineralogy, petrology and geochemistry of the low and lower critical zones, Northwestern Bushveld Complex. Rhodes University, Germany. 1990. Докторская дисс.
76. **Veksler I.V.** Chemical and textural re-equilibration in the UG2 chromitite layers of the Bushveld complex, South Africa/. *Journal of Petrology*. After 2016.
77. **Wilson A.H.** The geology of the Great “Dyke”, Zimbabwe. The ultramafic rocks. *J.of Petrol.*, v.23, №2, 1982.
78. **Zaccarini F.** Ecsotic accessory minerals in layered chromitites of the Campo Formoso Complex (Brazil). *Geological Acta*, v.4, 2006, 461-469.

Научное издание
ФГБУ «ВИМС»

Никольская Наталья Евгеньевна
Казеннова Антонина Дмитриевна
Николаев Владимир Иванович

Типоморфизм рудообразующего
хромшпинелида месторождений
хромовых руд

Под редакцией Г.А. Машковцева

Редактор Л.А. Антоненко
Макет Е.А. Машковцева, *графика* Е.Д. Хмелевская, И.В. Иванов
Компьютерная верстка Е.О. Василёва, А.В. Барышников

Подписано в печать 20.04.2021 г.
Формат 60×90 1/8. Усл. печ. л. 10,8
Тираж 100 экз. Заказ № 4.

Редакционно-издательский сектор (РИС) ВИМС.
119017, Москва, Старомонетный пер., д. 31. Тел. (495) 9503180
Отпечатано на ризографе в РИС ВИМС.