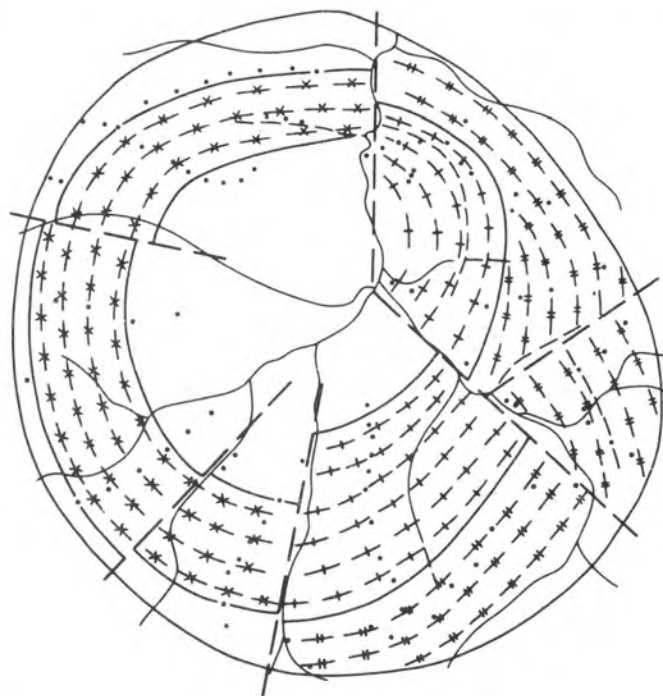


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КОНДЕРСКОГО МАССИВА



• НАУКА •

Авторы:

В.Г. ГУРОВИЧ, В.Н. ЗЕМЛЯНУХИН, Е.П. ЕМЕЛЬЯНЕНКО,
А.С. КАРЕТНИКОВ, А.И. КВАСОВ, В.Г. ЛАЗАРЕНКОВ,
К.Н. МАЛИЧ, А.Г. МОЧАЛОВ, В.С. ПРИХОДЬКО, А.А. СТЕПАШКО

Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива / В.Г. Гурович, В.Н. Землянухин, Е.П. Емельяненко и др. — М.: Наука, 1994. — 176 с. — ISBN 5-02-002364-7

В книге рассмотрены геология, вещественный состав и структуры Кондерского массива с использованием материалов крупномасштабного картирования и тематических исследований. В массиве выделены две разновозрастные магматические формации. Охарактеризовано внутреннее строение ультраосновного ядра массива, состав пород и минералов. Описаны платиновые минералы.

Табл. 29. Ил. 49. Библиогр.: 130 назв.

Рецензенты В.Ю. Забродин, Л.Ф. Мишин

The book presents data on geology, composition and structure of rocks in the Condor massif obtained from large scale mapping and thematic studies. Two magmatic complexes of various ages (Early Proterozoic and Mesozoic), have been identified within the massif. The configuration and internal structure of the ultramafic core of the massif have been studied in detail. Petrochemical and geochemical data including the platinum-group element abundances have been studied.

Г 1804020300-433
042(02)-94 271-93 II полугодие

ISBN 5-02-002364-7

Последние два десятилетия ультраосновной магматизм на Алданском щите привлекает внимание многих геологов, поскольку ему сопутствуют промышленно важные рудопоявления платиноидов, хромита, титаномагнетита, ильменита. Повышенный интерес к этим объектам вызывается также пространственным соотношением различных по составу и возрасту пород.

В юго-восточной части Алданского щита известны несколько массивов ультраосновных, щелочных пород (Кондер, Чад, Сыбах). Они сложены дунитовым ядром и окружающими его пироксенитовой, косивитовой и габбровой оболочками. История исследований этих массивов насчитывает более трех десятилетий. С начала 60-х годов здесь проводятся геолого-съемочные, поисково-разведочные и тематические исследования. Результаты работ опубликованы во многих статьях и двух монографиях. Несмотря на это, многие вопросы геологического строения, вещественного состава, формационной принадлежности и рудной специализации остаются нерешенными или дискуссионными. К ним относятся возраст пород ультраосновного ядра, внутренней структуры дунитового тела, его природы, генезиса коренной платины и др.

В период с 1979 по 1987 г. ПГО "Дальгеология" осуществляло поисково-разведочные работы на площади Кондерского массива, которые способствовали проведению геолого-тематических исследований. Параллельно с разведкой ПГО "Дальгеология" провело в 1985—1987 гг. крупномасштабные геологосъемочные и поисковые работы, сопровождавшиеся геофизическими исследованиями, бурением и проходкой горных выработок. В это же время в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН по инициативе академика Ю.А. Косыгина была создана полевая Кондерская экспедиция, в задачи которой входило изучение на Алданском щите интрузий центрального типа, их состава, строения и рудоносности.

В предлагаемой работе изложены итоги исследований геологических, петрографических и минералогических исследований Кондерского массива. Основное внимание уделено ультраосновным магматическим породам, поскольку многие другие типы пород подробно описаны Г.В. Андреевым [7] и др. Работа выполнена коллективом геологов из производственной организации, академического института и вузов. Вклад каждого участника в работу показан в оглавлении. Некоторые разделы работы написаны при участии Л.В. Камаевой ("Особенности потенциальных геофизических полей над Кондерским массивом") и А.А. Маракушева ("Механизм образования Кондерской структуры"). Отдельные разделы монографии в определенной мере самостоятельны, но в целом согласуются с основной задачей работы — дать по возможности подробную комплексную характеристику Кондерского массива.

Мы надеемся, что комплексный подход, включающий крупномасштабное картирование массива и различные методы углубленного изучения структуры и состава пород и минералов, позволил ответить на многие важные вопросы геологии, петрологии и рудоносности этого массива.

Авторы с признательностью отмечают поддержку со стороны академика Ю.А. Косыгина. Большую пользу принесло обсуждение отдельных положений работы с А.А. Маракушевым, В.А. Попеко, И.Я. Некрасовым, Б.А. Залищаксом, Н.В. Бердниковым, В.М. Бирюковым, Л.П. Карсаковым, Ф.Ш. Кутыевым, Е.Г. Сидоровым, В.В. Юшмановым и другими специалистами в области геологии и петрологии ультраосновных пород. В полевых и лабораторных исследованиях на разных этапах принимали участие А.И. Масловский, Ю.А. Михалев, С.В. Столяров. Большую помощь в техническом оформлении материалов рукописи оказали Е.Ф. Силкина и Л.Г. Телегина. Всем перечисленным товарищам авторы выражают искреннюю признательность.

ГЛАВА I

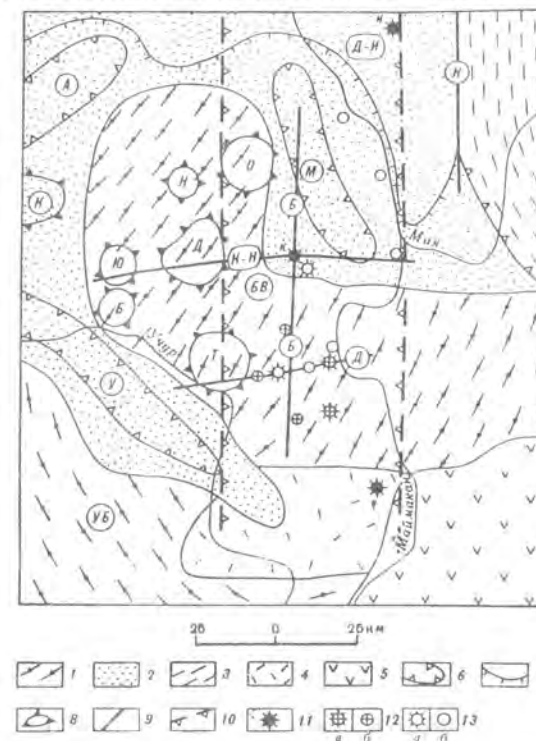
СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

ИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Рассматриваемая территория (рис. 1) сложена нижнеархейскими метаморфическими породами фундамента, рифейскими отложениями чехла и Юдомо-Майского прогиба [96]. Здесь развиты разнообразные интрузивные образования, а также нижнепротерозойские и меловые вулканы (на юге региона). Метаморфические породы обнажаются в пределах Батомского и Учурского выступов. В их пределах складки смяты соответственно в северо-восточном и северо-западном направлении. Рифейские отложения залегают субгоризонтально; исключение составляют тектономагматические поднятия, углы падения этих отложений колеблются от 3—5 до 10—

Рис. 1. Геолого-структурная схема юго-восточной части Алданского щита

1 — метаморфические породы фундамента Сибирской платформы (БВ — Батомский выступ, УБ — Учурский блок); 2, 3 — осадочные отложения; 2 — чехла Сибирской платформы, 3 — Юдомо-Майского перикратонного прогиба; 4, 5 — преимущественно вулканические образования: 4 — Улканского прогиба, 5 — Преддзугдзурской вулканической зоны; 6 — контуры погружений фундамента; А — Аимского, У — Улканского, М — Майского; 7 — контуры Дагдинско-Ингильского поднятия; 8 — тектономагматические поднятия: О — Одолинское, Н — Никольское, К — Кетканское, Ю — Юнское, Д — Даньское, Б — Бережанское. Т — Гомпюканское; 9 — зоны глубинных разломов: Н — Нельканского, Б — Бераинского, К-Н — Кондеро-Нетского, Д — Джагдаканского; 10 — границы зоны раннепротерозойского рифтогенеза; 11 — концентрически-зональные массивы центрального типа: К — Кондерский, И — Ингильский, Ч — Чадский; 12 — интрузии ультраосновного состава; а — имеющие по аэромагнитным данным концентрически-зональное строение; б — прочие; 13 — массивы центрального типа, выделенные по аэромагнитным данным, не вскрытые эрозией: а — подтвержденные бурением, б — предполагаемые.



15°. Интрузивные образования представлены раннеархейскими габброидами, диоритами и гранитоидами, раннепротерозойскими ультрамафитами, а также преимущественно субщелочными породами раннепротерозойского улканского и мезозойского алданского комплексов (от субщелочных габбро до щелочных гранитов). Наиболее древние интрузии в основном соскладчатые, какой-либо закономерности в их размещении не отмечается. Вместе с тем на Батомгском выступе они распространены значительно шире, чем в пределах Учурского блока. Породы улканского комплекса распространены преимущественно среди нижнепротерозойских вулканитов, изредка встречаются и в пределах тектономагматических поднятий, сформированных интрузиями алданского комплекса.

Ультрамафиты (дуниты, перидотиты, пироксениты) образуют ряд изометричных в плане массивов, самый крупный из которых Кондерский. В поперечнике он достигает 7 км, остальные — 0,5—2 км. В вертикальном разрезе наиболее крупные массивы (Кондер, Ингили, Чад) представляют собой штоки, простирающиеся на глубину до нескольких километров. Форма большинства других тел не выяснена.

Аэромагнитными съемками последних лет на данной площади выявлен ряд изометричных аномалий магнитного поля, некоторые из них по интенсивности, морфологии, а иногда и по размерам аналогичны аномалиям, зафиксированным над крупными массивами центрального типа (Кондер, Ингили и др.). Можно предположить, что такие аномалии обусловлены концентрически-зональными массивами центрального типа, которые или не вскрыты, или слабо вскрыты эрозией. Последние выходят на дневную поверхность в виде мелких тел (до 0,5—1 км в поперечнике) преимущественно клинопироксенитового состава, отмечающихся в пределах или вблизи аэромагнитных аномалий. Не вскрытые эрозией массивы предполагаются в основном в северной части площади под покровами рифейских отложений. Один из таких массивов, расположенный в 6 км к юго-востоку от Кондерского, был подсечен скважиной на глубине 52 м. На Батомгском выступе отмечены также мелкие тела ультрамафитов, не имеющие, видимо, концентрически-зонального строения, так как морфология сопровождающих их аэромагнитных аномалий не соответствует таковой массивов центрального типа.

Все установленные на данной площади интрузии ультрамафитов, включая предположительно развитые под покровом рифейских отложений, локализованы в пределах меридиональной полосы шириной ~60 км, являющейся, по-видимому, зоной континентального ранне-позднепротерозойского рифтогенеза. В геологическом строении территории, характер которой в значительной мере определен мезозойской тектономагматической активизацией, зона рифтогенеза выражена довольно слабо, она подчеркнута субмеридиональным расположением разрывов и даек диабазов. Вместе с тем эта зона хорошо выделяется на гравиметрических картах по меридиональной ориентировке изолиний. На востоке и западе она ограничена узкими полосами резких градиентов поля силы тяжести, при переходе через которые структура гравитационного поля существенно меняется. Полосы резких градиентов соответствуют меридиональным разломам, западный из которых проходит через Томпоканское тектоно-

магматическое поднятие, а восточный — через Ингилийский массив. Заложение зоны рифтогенеза произошло в конце раннего — начале позднего протерозоя и сопровождалось внедрением ультраосновных интрузий. На севере продолжением зоны является Майское погружение, а на юге — Улканский эпициклоформенный прогиб. В пределах же Батомгского выступа рифтообразование ограничилось формированием меридионально ориентированных даек диабазов, а также отдельных разрывных нарушений сбросового типа. Наиболее крупные массивы (Кондерский; не вскрытые эрозией тела в бассейне ручья Джагдакан) тяготеют к пересечению зоны рифтогенеза разломами субширотного (Кондерский-Нетский) и северо-восточного (Джагдаканский) простираний. Эти разломы отмечаются на картах поля силы тяжести смещениями изолиний, и, по-видимому, являются сдвигами без значительных вертикальных перемещений. Более мелкие интрузии ультрамафитов локализуются в основном вдоль бортов зоны рифтогенеза.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КОНДЕРСКОМ МАССИВЕ

Кондерский массив находится на восточной окраине Алданского щита в междуречье Омни и Маймакана (бассейн р. Мая). Район представляет собой слабо расчлененное низкоегорье со сглаженными или плоскими водоразделами и пологими склонами. Геоморфология Кондерского массива отчетливо отражает его геологическое строение. Массив в плане имеет форму почти правильного круга, окружен кольцевым хребтом, диаметр основания которого — 15 км, а вершины — 8 км. Хребет возвышается над окружающим пологохолмистым плато на 700 м, а над днищем центральной части окруженной им котловины — на 550—600 м. Верхние притоки ручья Кондер, берущие начало с внутренних склонов кольцевого хребта и образующие радиальную "центростремительную" гидросеть, расчленяют массив на ряд отрогов, также имеющих радиальную ориентировку. Радиальные отроги отделены от горного кольца кольцевой цепочкой глубоких седловин, которые вместе с продолжающими их дуговыми долинами водотоков фиксируют положение крупного периклинального разлома.

Этот разлом отделяет дуниты, слагающие отроги, от клинопироксенитов, обнажающихся в нижних частях склонов кольцевого хребта. Верхние части последнего и его внешние склоны сложены интенсивно ороговикованными песчаниками и алевролитами, имеющими вследствие ороговикования повышенную устойчивость к выветриванию. В средних частях внутренних склонов хребта обнажаются метаморфические породы. Поперечный профиль кольцевого хребта на участках развития ороговикованных и метаморфических пород выпуклый, а на участках развития неустойчивых к выветриванию интрузивных образований (особенно клинопироксенитов) — вогнутый. В центральной части массива, на месте слияния "центростремительных" притоков р. Кондер и пересечения фиксируемых ими радиальных разрывов, имеется лощина диаметром около 1 км. Полно развития биотит-клинопироксеновых метасоматитов в западной части массива, легко поддающихся выветриванию, соответ-

тупой слабо расчлененный рельеф, понижающийся относительно отрогов, сложенных дунитами. В целом Кондерский массив и обрамляющий его хребет образуют специфическую кольцевую морфоструктуру, хорошо видную на космоснимках и картах физических полей.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, СЛАГАЮЩИЕ МАССИВ

Кондерский массив сложен образованиями двух разновозрастных интрузивных комплексов — раннепротерозойского кондерского и позднемезозойского алданского (см. рис. 2).

Кондерский комплекс представлен дунитами, дунит-пегматитами и клинопироксенитами. Дуниты и дунит-пегматиты слагают ядро массива диаметром около 5,5 км, окруженное кольцевым телом клинопироксенитов шириной 100—750 м. По петрографическим признакам дуниты разделяются на средне-мелкозернистые порфиroidные, средне-мелкозернистые¹ и крупнозернистые. Первые обнажаются на большей части ядра, вторые образуют кайму шириной 100—250 м на его периферии, а третьи вскрыты скважинами на глубинах 200—250 м и более. Все они связаны между собой постепенными переходами.

Дунит-пегматиты слагают тела неправильной формы площадью от нескольких до сотен квадратных метров, а также дайкообразные тела мощностью от 0,1—0,2 до 30—50 м и протяженностью от 1—2 до 500—700 м. Основная часть тел дунитов-пегматитов локализована в дуговой полосе шириной до 1,5 км, расположенной между мелкозернистыми дунитами и полем биотит-клинопироксеновых метасоматитов. В пределах этой полосы выделяются ареалы, сложенные дунит-пегматитами на 20—60% объема и тяготеющие к участкам с относительно высокими гипсометрическими отметками. На картах ΔT эти ареалы фиксируются локальными аномалиями напряженностью до 1500 нТл. Контакты дунит-пегматитов с вмещающими порфиroidными дунитами обычно постепенные, ширина переходных зон колеблется от 5—10 см до 1—5 м. Макроскопически иногда наблюдаются резкие четкие контакты без каких-либо контактовых изменений, но в шлифах и в этих случаях обнаруживается постепенный переход.

Контакты мелкозернистых дунитов с клинопироксенитами почти повсеместно проходят по кольцевому периклинальному разрыву, залеченному телами более поздних оливин-диопсидовых метасоматитов. Нетектонический контакт дунитов и клинопироксенитов отмечен только в двух местах на правом берегу ручья Трехглавого. В одном случае контакт ровный, четкий, его поверхность имеет периклинальное (на север) падение под углом 80—85°. В зоне контакта, в полосе шириной до 0,8 м, дуниты и клинопироксениты содержат прожилки оливин-диопсидовых метасоматитов, а также рассеянную вкрапленность вторичных оливина и диопсида. Какие-либо контактовые изменения в контактирующих породах

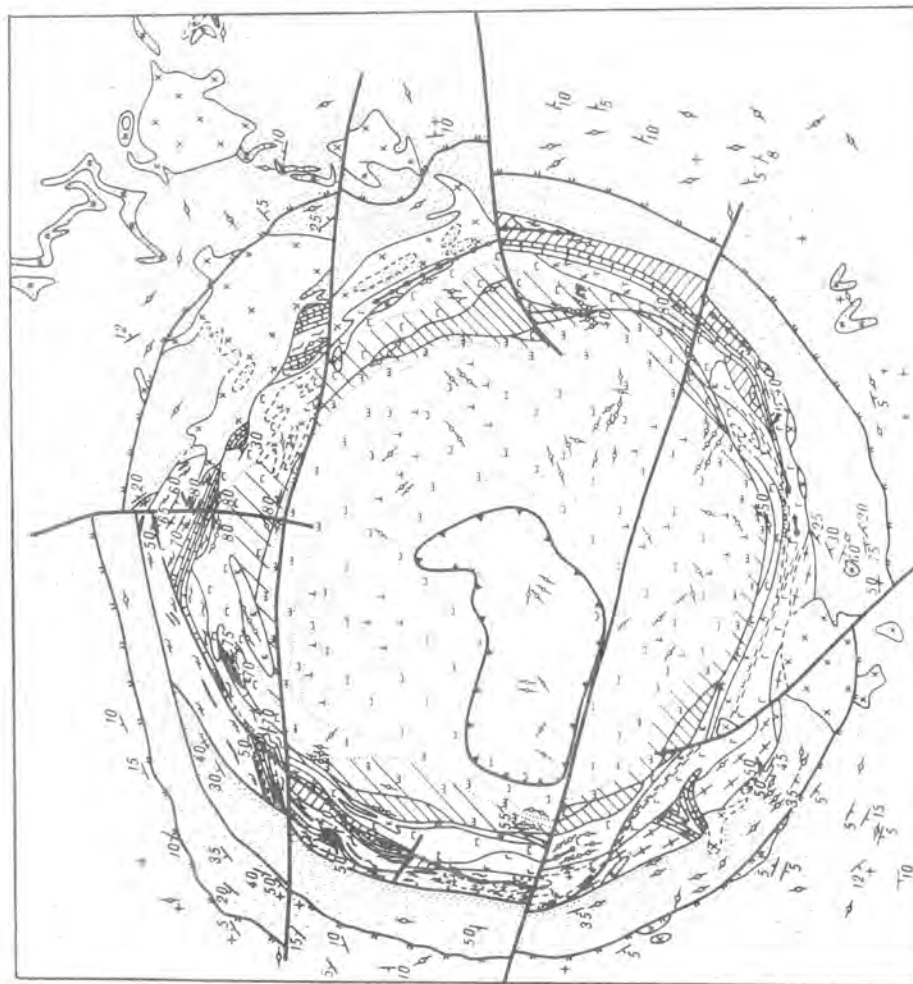
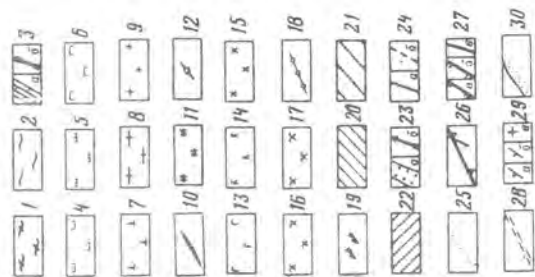
отсутствуют. В другом случае линия контакта имеет очень сложную конфигурацию, создаваемую жилоподобными апофизами дунитов в пироксенитах. Ширина зоны развития апофизов около 2 м, ее падение в целом субвертикальное. Как дуниты, так и клинопироксениты содержат в зоне контакта в полосе шириной около 1 м рассеянную вкрапленность вторичных оливина и диопсида. Описанные взаимоотношения можно считать признаками инъекций дунитового расплава в клинопироксениты, сформировавшиеся одновременно с дунитами (возможно, как продукт взаимодействия дунитового расплава с силикатными вмещающими породами), но застывшими вследствие своего нахождения на периферии интрузии раньше дунитов. Следует также отметить, что процессы оливинизации и диопсидизации накладываются как на дуниты, так и на клинопироксениты. Это позволяет не согласиться с М.А. Богомоловым [11], который считает клинопироксениты и оливин-диопсидовые метасоматиты (оливин-пироксеновые породы — по его терминологии) членами единой метасоматической колонки.

Непосредственные взаимоотношения клинопироксенитов с вмещающими метаморфитами в коренном залегании не наблюдались. Во всех случаях в зоне контакта вскрыты тела косяков различной мощности и полевошпат-клинопироксеновые метасоматиты. Судя по данным бурения, клинопироксениты непосредственно контактируют с метаморфитами и гнейсовидными плагиогранитами на западной и северо-западной периферии массива. Контакты в коренном залегании здесь не наблюдались (это участки развития крупноглыбовых курумов), однако обнаружены многочисленные обломки раннепротерозойских щелочных гранитоидов, содержащих ксенолиты клинопироксенитов. Кроме того, в клинопироксенитах в юго-западной части массива установлены ксенолиты скарированных мраморов протяженностью до 400 м. Эти ксенолиты имеют ненарушенное залегание, их ориентировка соответствует общему структурному плану метаморфитов. Поскольку тела косяков, залегающие между клинопироксенитами и метаморфитами, имеют ровные параллельные контакты как с первыми, так и со вторыми, можно предположить, что они в целом конформны плоскости имевшегося ранее контакта между клинопироксенитами и метаморфитами и дают представление об его ориентировке.

Алданский комплекс объединяет магматические породы трех серий — вулканогенной, монцонитоидной и щелочной, а также разнообразные контактовые и метасоматические образования, формирование которых обусловлено становлением интрузий данного комплекса. Указанные серии выделены впервые и подтверждают представления Е.П. Максимова [57] о наличии на Алданском щите ассоциаций магматических пород рангом ниже формации. Породы каждой серии отличаются сходством вещественного состава и условий залегания. Для монцонитоидной и щелочной серий характерно также направленное изменение состава пород, выражающееся в нарастании щелочности последних.

Вулканогенная серия объединяет две фазы. Первая включает силлы и дайки субщелочных диоритовых порфиритов, трахиандезитов и тела жерловых трахиандезитов с ксенолитами вмещающих пород; вторая

¹ Далее для краткости будем называть первые порфиroidными дунитами, а вторые — мелкозернистыми.



представлена дайками эксплозивных брекчий и туфов риолитового состава. Все эти образования в пределах собственно Кондерского массива отсутствуют; они залегают среди песчаников и алевролитов на расстоянии до 8 км от его контактов. Несомненна их тесная пространственная связь с Кондерской структурой: по мере удаления от контактов массива количество тел, сложенных этими образованиями, быстро убывает, и на расстоянии более 8 км они практически отсутствуют, т.е. внедрение пород данной серии связано с формированием Кондерской интрузии. Описываемые образования находятся в ореоле ороговикования, обусловленном воздействием пород второй фазы монцонитоидной серии, и также интенсивно ороговикованы. С породами кондерского комплекса они пространственно разобщены, поэтому взаимоотношения между данными геологическими подразделениями не определены. Наблюдались пересечения силлов субщелочных порфиритов и тел жерловых трахиандезитов дайками эксплозивных брекчий и туфов риолитов, что и послужило основанием для выделения последних во вторую фазу.

Монцонитоидная серия объединяет породы двух фаз. Первая включает габбро и косьвиты, слагающие на внешней периферии клинопироксенового кольца изогнутые дуговые тела протяженностью до 6 км и шириной до 0,4 км. Косьвиты слагают, как правило, внутренние, т.е. расположенные ближе к центру массива, зоны этих тел, а габбро — внешние. В центральных частях клинопироксенового кольца и на его внутренней периферии встречаются также и монопородные косьвитовые

Рис. 2. Геологическая карта Кондерского массива

1 — гнейсы; 2 — кристаллические сланцы; 3 — мраморы и кальцифилы (с бруситом и периклазом): а — в масштабе, б — вне масштаба; 4—7 — позднепротерозойские ультрамафиты: 4 — порфириовидные дуниты, 5 — магнетитизированные мелкозернистые дуниты (краевая зона), 6 — клинопироксениты, 7 — ареалы преимущественного распространения дунит-пегматитов; 8 — архейские гнейсовидные граниты; 9, 10 — раннерифейские граниты: 9 — пегматоидные лейкограниты, 10 — дайки пегматоидных, письменных и мелкозернистых лейкогранитов; 11—20 — магматические породы мезозойского алданского комплекса: 11, 12 — вулканогенная серия: 11 — силлы субщелочных диоритовых порфиритов, 12 — дайки субщелочных диоритовых порфиритов, микродиоритов, спессартитов, лампрофиров и др. (см. текст); 13—17 — монцонитоидная серия: 13, 14 — первая фаза: 13 — габбро, 14 — косьвиты, 15—17 — вторая фаза: 15 — кварцевые субщелочные диориты, 16 — субщелочные диориты, 17 — кварцевые монцодиориты; 18, 19 — щелочная серия: 18 — дайки щелочных пород, 19 — дайки и жилы щелочных гранитов (эгириновых, рибекитовых) и их пегматитов; 20 — зеленые оливин-диопсидовые мезозойские метасоматиты; 21 — оливинизированные и диопсидизированные (в мезозое) ультрамафиты; 22 — полевошпат-пироксеновые (диопсид, эгирин-диопсид) мезозойские метасоматиты; 23 — скарны позднепротерозойские (шпинель-монтичеллитовые, форстеритовые, белые диопсидовые, с геленитом, мервинитом и др.) и мезозойские (диопсидовые, везувиановые, скаполитовые, с гранатом, перовскитом, гумитами и др.): а — в масштабе, б — вне масштаба; 24 — границы между разновозрастными геологическими образованиями: а — достоверные, б — предполагаемые; 25 — фациальные границы, границы метасоматитов и метасоматически измененных пород; 26 — контур штокверка титаномagnetит-биотит (-амфибол)-клинопироксеновых метасоматитов; 27 — разрывные нарушения: а — периклинальные, б — центриклинальные, в — прочие; 28 — зоны полосчатых текстур в габбро; 29 — элементы залегания: а — контактов, б — наклонных пластов, в — горизонтальных пластов; 30 — ореол контактового ороговикования среднерифейских толщ

тела. Кроме того, косьвиты слагают многочисленные дайки в пределах дунитового штока, а также крупную интрузию в его западной части. Кровля этой интрузии вскрыта скважиной на глубине 288 м. Взаимоотношения пород первой фазы с образованиями вулканогенной серии не определены вследствие их пространственной разобщенности. С дунитами и клинопироксенитами косьвиты имеют резкие интрузивные контакты. Контактные изменения как в дунитах, так и в клинопироксенитах отсутствуют, поскольку среди первых имеются лишь маломощные дайки косьвитов, а вторые, среди которых залегают крупные тела косьвитов, близки по составу к последним.

Выше отмечалось, что тела габбро залегают только на контакте с породами фундамента. Видимо, внедрение косьвитовой магмы вдоль контакта клинопироксенитов и силикатных пород фундамента обусловило появление за счет ассимиляции последних гибридных косьвит-габбровых пород с постепенными переходами друг в друга. При этом содержание плагиоклаза и альбитовой составляющей в нем при удалении от контакта с клинопироксенитами постепенно возрастает, а содержания авгита и титаномagnetита уменьшаются. Такие постепенные переходы наблюдались во многих местах в бассейнах ручьев Левый Бегун, Южный и Трезубец. Здесь клинопироксениты при удалении от ядра массива резко сменяются косьвитовой зоной, которая постепенно через плагиоклаз-содержащие косьвиты и меланократовые габбро переходит в габбро. Отмечается также зависимость состава габбро от состава вмещающих пород фундамента. Реликты гиперстена в габбро и косьвитах встречаются лишь там, где в составе пород фундамента развиты гиперстеновые сланцы (ручей Левый Бегун и др.). На контакте с гнейсовидными гранитами в габбро появляется ортоклаз (до 30% объема). Вдоль контакта с мраморами основность плагиоклаза в габбро вновь повышается.

На южной периферии массива, в средней части крупной косьвит-габбровой интрузии, отмечены полосчатые (эвтакситовые) текстуры, иногда настолько резкие, что порода напоминает метаморфическую. Такая текстура обусловлена чередованием лейкократовых плагиоклаз-клинопироксеновых и меланократовых титаномagnetит-клинопироксеновых полос мощностью 0,5—1 см. Вблизи внутреннего и внешнего контактов косьвит-габбровой интрузии такие текстуры отсутствуют. Появление полосчатых текстур объясняется подвижками жесткого клинопироксенит-дунитового ядра при внедрении косьвит-габбровой магмы. Однако при окончательной кристаллизации магмы напряжения были уже сняты, и поэтому макроскопически в габбро отмечается интрузивная, преимущественно гипидиоморфно-зернистая структура. При выклинивании габбрового тела полосчатость упирается во внешний контакт и далее продолжается в породах фундамента в виде зоны милонитизации шириной до 100 м. Дайки косьвитов выполняют многочисленные разноразмерные трещины в дунитах, реже — в клинопироксенитах. Их мощность колеблется от 0,1—10 см до 2 м, а протяженность — от 1 до 10 м. Субогласные дайки мелкозернистых габбро отмечены среди метаморфических пород вблизи северного контакта массива. Мощность даек 0,4—5 м, протяженность до 50 м.

Породы второй фазы монцонитоидной серии представлены субщелочными кварцевыми диоритами и кварцевыми монцодиоритами, субщелочными диоритами, а также дайками этих пород и щелочно-полевошпатовых сиенитов. Эти образования, за исключением щелочно-полевошпатовых сиенитов, в совокупности далее для краткости будем называть монцонитоидами. Они обнажаются в основном на северо-восточной периферии массива среди метаморфических пород, габбро и клинопироксенитов. Установлены интрузивные контакты монцонитоидов со всеми вышеперечисленными магматическими породами, а также с раннеархейскими и раннепротерозойскими гранитоидами. Дайки щелочно-полевошпатовых сиенитов встречены только в эндо- и экзоконтактах дунитового штока. Основная их часть, не вскрытая эрозией, видимо, располагается в породах чехла, в крыльях диапировой складки.

Образования щелочной серии представлены дайками щелочных и фельдшпатоидных сиенитов и их пегматитов, а также щелочных гранитов. В пределах каждой из этих групп пород выделяются разновидности, различающиеся по минералогическим и структурным признакам. Щелочные сиениты и их пегматиты подразделяются на: 1) эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, апатит-арфведсонитовые сиениты и их пегматиты; 2) меланитовые сиениты. Породы первой группы развиты в основном в центральной части дунитового штока, образуя сложнотекстурированные, большей частью крутопадающие (60—90°) жилы и дайки мощностью от 5 см до 2 м. Пегматиты имеют обычно зональное строение. Меланитовые сиениты образуют единичные дайки, залегающие на периферии массива, в основном среди диоритовых порфиритов.

Среди фельдшпатоидных сиенитов выделяются: 1) луавриты и их пегматиты; 2) канкринитовые луавриты; 3) мааскиты и миаскит-луавриты; 4) пектолитовые луавриты. Из них наиболее распространены луавриты и их пегматиты, локализованные в основном на периферии дунитового ядра, но изредка встречающиеся и среди клинопироксенитов. Преимущественно зональные дайки этих пород располагаются, как правило, по концентрическим трещинам, согласным с общей кольцевой структурой массива, и падают от его центра под углами 40—80°. Их мощность 1—8 м. Канкринитовые луавриты слагают единичные дайки, встречающиеся среди клинопироксенитов и метаморфических пород. Они также приурочены в основном к крутопадающим центриклинальным трещинам. Миаскиты и миаскит-луавриты известны только среди клинопироксенитов, вблизи контакта с дунитами, располагаются параллельно ему. Падают они от центра массива под углами 40—70°, их мощность 20—80 см. Между миаскитами и луавритами зафиксированы постепенные переходы. Пектолитовые луавриты встречены в делювиальных обломках среди диоритов на правобережье ручья Кондер, ниже устья ручья Трехглавый. Щелочные граниты представлены единичными дайками мощностью 0,2—0,5 м, залегающими среди меланократовых габбро и гнейсовидных плагиогранитов на юго-восточном обрамлении массива.

Становление интрузий монцонитоидной и щелочной серий алданского комплекса сопровождалось мощным метасоматическим и контактовым воздействием на вмещающие породы, что обусловило формирование

разнообразных метасоматических и контактово-измененных пород. Без учета роговиков среди последних выделено 11 разновидностей.

Метасоматиты апатит-титаномagnetит-биотит (амфибол)-клинопироксенового состава¹ слагают многочисленные жилы и прожилки мощностью от нескольких сантиметров до 10—40 м и протяженностью от 1—2 до 300 м, локализованные в основном в западной части дунитового штока. Жилы и прожилки этих пород имеют очень сложную конфигурацию, они часто меняют свое падение и простирание, изгибаются, разветвляются, переплетаются и в совокупности образуют штокверк вокруг контактов залегающего на глубине тела косьвитов. В центральной части штокверка тела щелочных метасоматитов составляют до 60 об. %, по мере удаления от косьвитовой интрузии количество жил и прожилков метасоматитов постепенно снижается до 20%, затем отмечается скачкообразное снижение количества тел метасоматитов до 3 об. %.

Резкое снижение происходит по границе сложной конфигурации, отконтурированной выход на дневную поверхность штокверка метасоматитов, имеющего в целом овальную форму и размер 2×3 км (эта граница хорошо фокусируется на аэромагнитных картах). Однако щелочные метасоматиты повсеместно присутствуют в количестве первых процентов в дунитах и за пределами штокверка, что свидетельствует о том, что мезозойский щелочной метасоматоз не ограничивался только участками, непосредственно прилегающими к косьвитовой интрузии, а охватывал весь объем дунитового штока. Несмотря на то что падение и простирание жил метасоматитов очень часто меняется, в целом наблюдается определенная тенденция в их ориентировке. Преобладает центриклинальное падение многих жил метасоматитов в направлении косьвитового тела, залегающего на глубине 288 м и более в западной части массива. Можно предположить, что внедрение косьвитовой интрузии сопровождалось формированием центриклинальных трещин отрыва в перекрывающих дунитах, к которым и приурочены жилы метасоматитов.

Состав щелочных метасоматитов очень изменчив, количественные соотношения породообразующих минералов в них меняются в очень широких пределах, причем во многих жилах некоторые минералы (apatит, титаномagnetит, реже — биотит и амфибол) могут отсутствовать совсем. За пределами штокверка состав метасоматитов более однородный, нередко почти мономинеральный (биотитовый или амфиболовый). Контакты метасоматитов с дунитами резкие, четкие; контактирующие породы различаются по цвету, составу и структуре. Однако между косьвитами и щелочными метасоматитами наблюдаются как резкие границы, так и постепенные переходы. Те и другие породы имеют в целом близкий минералогический состав: главными породообразующими минералами косьвитов являются клинопироксен и титаномagnetит, в составе же метасоматитов клинопироксен составляет, как правило, 50%, а титаномagnetит — не менее 5—10% объема. Кроме того, в косьвитах, вскрытых скважинами, часто отмечаются амфибол, биотит, апатит и другие эпигенетические минералы, характерные для щелочных

метасоматитов. Следует отметить, что близость минерального и химического состава косьвитов и щелочных метасоматитов является одним из доказательств генетической или, во всяком случае, парагенетической связи щелочных метасоматитов и косьвитов.

Оливин-диопсидовые метасоматиты образуют почти непрерывное кольцо шириной от 10—40 см до 200 м в зоне контакта мелкозернистых дунитов с клинопироксенитами. Оливин-диопсидовые метасоматиты — крупнозернистые породы, сложенные хромсодержащим диопсидом и оливином (15—50% объема) с единичными зернами титаномagnetита. Контакты оливин-диопсидовых метасоматитов с мелкозернистыми дунитами обычно четкие, хорошо заметные. Однако в мелкозернистых дунитах вблизи контакта с описываемыми метасоматитами в полосе шириной от первых метров до 40 м отмечается развитие вторичных хромсодержащего диопсида и оливина. Контакты оливин-диопсидовых метасоматитов с клинопироксенитами постепенные, что выражается в постепенной смене зеленого хромсодержащего диопсида темно-зеленым и черным клинопироксеном на расстоянии 5—20, редко — до 100 м. Полнопроявленные оливин-диопсидовые метасоматиты представляют собой внутреннюю зону метасоматической колонки, а оливинизированные и диопсидизированные породы — образования внешней зоны.

Выше уже отмечалось, что основная часть оливин-диопсидовых метасоматитов приурочена к зоне периклинального разрыва, разделяющего мелкозернистые дуниты и клинопироксениты. Кроме того, рассеянная вкрапленность и мелкие (до 1—3 см) разрозненные прожилки зеленых диопсидов имеются и в пределах дунитового штока, в основном в его северо-восточной части. Иногда отмечается пространственная приуроченность оливин-диопсидовых метасоматитов к зальбандам даек щелочных сиенитов, что позволяет предположить их связь со становлением даек щелочных сиенитов. Установлено также, что эти метасоматиты являются вмещающими для даек косьвитов и щелочных метасоматитов. Отсюда следует, что формирование оливин-диопсидовых метасоматитов началось до внедрения косьвитов и габбро, а завершилось при внедрении щелочных сиенитов.

По обрамлению массива широко развиты магнезиальные и известковые скарны. Установлены следующие основные их разновидности¹: гранат-диопсидовые, шпинель-монтцеллитовые, форстеритовые, гранат-везувиановые, амфибол-магнетитовые. Однако состав скарнов очень изменчив, нередко на интервале в несколько метров встречаются едва ли не все перечисленные разновидности. Формирование магнезиальных скарнов (шпинель-монтцеллитовых и форстеритовых) обусловлено становлением интрузий первой фазы монцонитоидной серии, а известковых (все прочие разновидности) — становлением интрузий второй фазы.

Со скарнами пространственно ассоциируют околоскарновые полевошпат-клинопироксеновые метасоматиты, развивающиеся преимущественно по силикатным метаморфическим породам основного состава. Они развиты в основном на западном обрамлении массива в дуговой полосе

¹ Далее для краткости будем называть их щелочными метасоматитами.

¹ Перечислены от наиболее распространенных к наименее распространенным.

протяженностью до 3 км и шириной до 250 м; реже встречаются на восточном обрамлении. Грейзены отмечены на небольшой площади на северной периферии массива, где они развиваются по гнейсам различного состава. Их формирование связано со становлением интрузий второй фазы монцитонитовой и щелочной серий.

Сульфидизированные и лимонитизированные породы (алевролиты и песчаники) распространены на восточном обрамлении массива, на внешних склонах кольцевого хребта. Они образуют субгоризонтально залегающие зоны шириной до 150 м и протяженностью до 4 км. Эти зоны приурочены к пологопадающим и субгоризонтальным разрывным нарушениям и обнаруживают также пространственную связь с субпластовыми телами пород второй фазы монцитонитовой серии.

К метасоматическим образованиям отнесены также сунгулит-вермикулит-монтмориллонитовые породы, распространенные в основном в центральной, наиболее пониженной части дунитового штока, т.е. на участках пересечения радиальных и центриклинальных разрывных нарушений. Зоны этих метасоматитов мощностью от 10—30 см до 10—20 м встречаются также практически на всех седловинах и перегибах склонов, фиксирующих на дневной поверхности в пределах дунитового штока разрывные нарушения. Глубина распространения сунгулит-вермикулит-монтмориллонитовых метасоматитов, как правило, составляет первые десятки метров, однако по зонам дробления и трещиноватости они прослеживаются, как установлено при бурении скв. 1, до глубины 110 м.

ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОРОД

Кондерский массив сложен различными магматическими породами, от дунитов до щелочных гранитов. Возраст этих пород и этапы становления массива являются предметом многолетних дискуссий в печати [24, 33—35, 70, 73]. В наибольшей степени изменения касались и касаются возрастных границ пород ультраосновного ядра массива (от докембрия до мела). В процессе проведения крупномасштабных геолого-съемочных работ появились новые данные о взаимоотношениях и последовательности внедрения магматических образований. С помощью изотопного и палеомагнитного методов получена новая информация о возрастах некоторых типов горных пород массива. Эти данные послужили основой для пересмотра и уточнения возрастных этапов формирования Кондерского массива. Породы массива разделены на два генетически самостоятельных комплекса — ультраосновные разности отнесены к вновь выделенному раннепротерозойскому кондерскому комплексу, а субщелочные и щелочные образования — к раннемеловому алданскому.

Геологические и геохронологические данные

Еще в 1981 г. Г.К. Шнай и В.Н. Куранова [104] обнаружили в песчаниках вблизи массива хромшпинелиды, аналогичные по составу и морфологии хромшпинелидам из дунитов массива. Возраст песчаников определен по строматолитам как среднерифейский. Нами установлено повсеместное распространение хромшпинелидов в породах среднего рифея в радиусе не

менее 30 км от массива. В этих же породах недалеко от массива обнаружены и единичные знаки платиноидов. Это свидетельствует о том, что в период формирования среднерифейских свит описываемый, а возможно, и другие аналогичные по составу массивы были уже выведены на дневную поверхность и подвергались эрозии. Таким образом, возраст ультрамафитов, с учетом раннеархейского возраста вмещающих метаморфических пород, заключен в интервале поздний архей—ранний рифей. Однако отложения позднего архея и большей части нижнего протерозоя на Алданском щите глубокометаморфизованы, в то время как в дунитах отсутствуют признаки таких преобразований. Таким образом, весьма вероятно, что становление ультрамафитов Кондерского массива приходится на конец раннего протерозоя.

Возникает предположение, что, возможно, внедрение дунитов было синхронным формированию вулканогенной Элгетейской свиты, которая выполняет Улканский эоплатформенный прогиб. Отложения этой свиты относятся к числу наиболее древних неметаморфизованных образований восточной части Алданского щита.

Важное место в геохронологических исследованиях занимают гранитоиды, широко развитые среди метаморфических образований, вмещающих Кондерский массив. Иногда гранитоиды находятся непосредственно в контакте с некоторыми породами массива.

По петрографическим характеристикам и взаимоотношениям образующих ими тел они подразделены на: 1) гнейсовидные плагиограниты, формирующие крупные интрузивы, 2) мелкозернистые, пегматоидные и письменные лейкократовые граниты, слагающие небольшие дайкообразные тела и дайки. Последние встречаются в западной половине хребта Кондер на внутренних его склонах. Взаимоотношения их с плагиогранитами секущие интрузивные. В метаморфических породах гранитоиды образуют субогласные тела. В них неоднократно наблюдались ксенолиты гнейсов и скарнов.

Контакт мелкозернистых гранитоидов и пироксенитов был изучен в юго-западной части массива в горных выработках. В приконтактной зоне пироксениты изменены; в шлифах отчетливо выражено замещение клинопироксена зеленым амфиболом и биотитом. Вблизи скоплений вторичных минералов отмечаются мелкие зерна апатита. Измененные породы рассекаются жилкой мелкозернистого кварц-полевошпатового материала. В другом случае лейкократовый кварц-полевошпатовый материал (до 50—60%) размещается между минералами пироксенитов, насыщая его. Непосредственно в экзоконтакте массива гранитоидов находятся кварц-полевошпатовые породы, в которых сохраняются фрагменты или отдельные корродированные зерна пироксена. На небольшом удалении от контакта (первые метры) в пегматоидных гранитах содержатся ксенолиты измененных клинопироксенитов размером 20×30 см. Поверхности контактов четкие, прямолинейные с небольшими затеками гранитного материала в пределы ксенолитов.

Отличительная особенность состава мелкозернистых и пегматоидных гранитов — значительные содержания Rb и Sr при высоких значениях отношения Rb и Sr (табл. 1). Вместе с ключевой геологической позицией в

Таблица 1. Содержания Rb, Sr и изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах

Номер образца	Порода	Содержание, г/г		Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Rb	Sr			
ПГ-1	Письменный средне-крупнозернистый гранит	261	67	3,90	14,1316	1,0326
17019-3	То же	260	188	1,38	9,9707	0,9322
Ш-380-4	Мелкозернистый гранит	296	119	2,49	7,02	0,8697
13151	То же	65	175	0,37	1,2002	0,7354
15223	Пегматоидный среднезернистый неравномернозернистый гранит	40	480	0,08	0,2303	0,7165
16091	То же	70	135	0,52	1,9649	0,7359
13036-9	Пегматоидный среднезернистый гранит	114	1425	0,08	0,2296	0,7165
15076	Письменный средне-крупнозернистый гранит	347	45	7,71	27,1704	1,3850
16135-4	То же	330	31	10,64	28,5128	1,3630
15076-1	"	254	37	6,86	24,1703	1,3880
17017-2	Пегматоидный среднезернистый гранит	172	49	3,51	16,2512	1,1644
Ш-97в	Мелкозернистый гранит	29	94	0,31	0,4752	0,7566

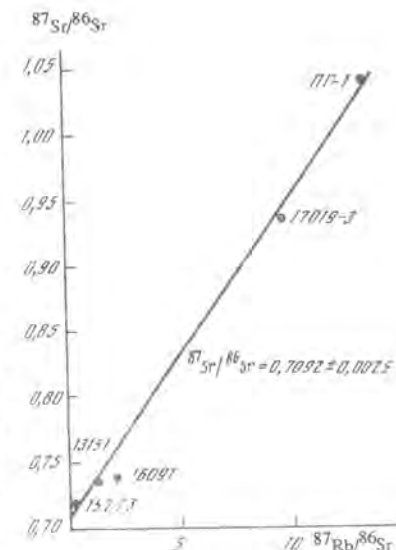
массиве это определило наш выбор их в качестве объекта для геохронологических исследований.

Предварительные определения содержаний Rb и Sr в гранитах проводились рентгеноспектральным методом на АРФ-6 с погрешностью $\pm 3\%$. На основании полученных данных осуществлялся отбор проб и расчет оптимального соотношения пробы и индикатора при определении изотопов рубидия и стронция методом изотопного разбавления, с использованием стабильных индикаторов, обогащенных изотопами ^{87}Rb и ^{86}Sr . При химической подготовке образцов применялась методика, разработанная в ИГД РАН [94].

Измерения изотопного состава Rb и Sr проводились на масс-спектрометре МИ-1201 с ПРМ-2 (Искра-1256). Для изотопного анализа Sr применялся трехленточный источник ионов, для Rb — одноленточный. Sr наносился на вольфрамовый испаритель в виде $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$, Rb — на вольфрамовый ионизатор в виде Rb_2SO_4 . Контроль за точностью и воспроизводимостью результатов проводился по стандартному образцу, разработанному во ВНИИП им. Д.И. Менделеева ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70801$). Погрешность измерения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составила 0,025%.

Петрографическая характеристика пород и аналитические результаты приведены в табл. 1. По петрографическому составу и распределению Rb и Sr изученные граниты разделялись на две родственные группы. К первой отнесены граниты, сложенные калиналовым полевым шпатом, кварцем и единичными чешуйками биотита и мусковита. Это породы с высокими содержаниями Rb и низкими — Sr ($\text{Rb}/\text{Sr} = 3,51 \div 10,64$). Ко

Рис. 3. Эволюционная диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для гранитоидов (пояснения см. в тексте)



второй группе ($\text{Rb}/\text{Sr} = 0,08 \div 1,38$) относятся граниты, среди породообразующих минералов которых присутствует кислый плагиоклаз (до 30%). Граниты первой группы образуют мелкие дайки или слагают краевые участки более крупных тел.

На эволюционной диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3) часть фигуративных точек гранитов первой и второй групп лежат на прямой линии. Математическая обработка полученных данных по шести образцам проведена методом наименьших квадратов. Уравнение прямой, проведенной через точки, $y = 0,0227 + 0,000296 \cdot x$, соот-

ветствует возрасту 1593 ± 23 млн лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7092 \pm 0,025$ (указанные ошибки представляют собой среднеквадратичные отклонения параметров и в линии регрессии). Четыре точки образцов гранитов мелких тел лежат слева от этой изохроны. Эти образцы гранитов не имеют отчетливых признаков метаморфических преобразований, и отклонения их точек относительно аппроксимирующей прямой линии обусловлены, очевидно, геохимическими особенностями становления гранитоидных тел.

Таким образом, результат 1593 ± 23 млн лет может быть принят в качестве возраста формирования гранитоидов внешнего обрамления массива, по геологическим соотношениям более поздних, чем его ультрабазитовое ядро (см. рис. 3). Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равная 0,7092, слишком велика для гранитоидов, если предположить, что их глубинный источник был общим с породами ядра массива. Для клинопироксенитов измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,7043, для оливиновых пироксенитов 0,7041, при отношениях $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,0003$ и 0,0005 соответственно, т.е. сформировавшиеся в раннем рифее гранитоиды представляют в изотопном отношении самостоятельную группу пород, источник расплава которых имеет значительную коровую предысторию материала.

Палеомагнитные данные

Использование палеомагнитного метода для установления возрастной последовательности формирования основных и ультраосновных магматических пород Кондерского массива базируется на двух важных предпосылках. К настоящему времени накоплены многочисленные корректные палеомагнитные данные по различным, в том числе и докембрийским

породам Сибирской платформы. Появилась потенциальная возможность провести хронологическую привязку пород Кондерского массива на основе сопоставления полученных палеомагнитных определений с известными сводными докембрийскими и мезозойскими палеомагнитными разрезами Сибирской платформы.

Главной особенностью палеомагнетизма геологических образований, особенно древних, является возможность их перемагничивания более поздними полями и связанные с этим большие трудности при выделении первичной намагниченности. Анализируемые породы Кондерского массива (дуниты, пироксениты, косьвиты) слабо затронуты вторичными процессами, их акцессорные минералы обладают стабильными магнитными характеристиками, поэтому высока вероятность получения достоверной палеомагнитной информации, относящейся ко времени их формирования.

Было отобрано 169 ориентированных образцов ультраосновных пород практически по всей площади ядерной части массива. Эту коллекцию составляют 103 образца дунитов, 21 образец косьвитов и 45 образцов клинопироксенитов. Для определения уровня стабильности естественной остаточной намагниченности (ЕОН) образцов они подвергались размагничиванию переменным магнитным полем (H -чистка) и терморазмагничиванию (T -чистка). Происхождение стабильных компонент ЕОН изучалось путем сравнения кривых терморазмагничивания ЕОН и созданных в лаборатории полной термоостаточной намагниченности. С помощью метода термомагнитного анализа были установлены носители ЕОН. Данный метод основан на анализе температурной зависимости относительной намагниченности насыщения в постоянном магнитном поле напряженностью $H = 600$ мТл, в диапазоне температур 20–700°C [93]. Эти зависимости позволяют определять температуры Кюри ферромагнитных минералов без выделения мономинеральных фракций.

Все измерения проводились по стандартной методике [78] на астагическом магнитометре МА-21. При определении компонентного ЕОН I_n выделении древней (реликтовой) компоненты и выяснении ее происхождения предпочтение отдавалось термомагнитному методу. Суть этого метода заключается в поэтапных нагревах до температур 650–700°C в скомпенсированном магнитном поле с шагом 100°C (в некоторых температурных интервалах использовался шаг 25 или 50°C) для получения полной I_n при температуре 700°C. Нагревание образцов осуществлялось в печи с бифилярной обмоткой, помещенной в кольца Гельмгольца.

Размагничивание переменным полем носило в большинстве случаев вспомогательный характер. В полях до 10 мТл был выбран шаг 2,5 мТл, до 20–5 мТл, в более высоких полях — от 10 до 20 мТл. В экспериментах с изучаемыми ориентированными образцами широко применялась двухступенчатая чистка переменным магнитным полем напряженностью до 5–15 мТл с последующими нагревами до температур 650–700°C. Таким образом, оснащение лаборатории специальной магнитоизмерительной аппаратурой позволяла работать с основными и ультраосновными породами, магнитные свойства которых изменяются в широких пределах.

Приведенные ниже данные о магнитной стабильности и происхождении естественных остаточных намагниченностей рассматриваемых пород

Кондерского массива дают представление о компонентном составе ЕОН и позволяют увязать особенности их магнитных характеристик с условиями образования и постмагматического преобразования пород. Это, в свою очередь, дает возможность использовать палеомагнитную информацию для решения такой геологической задачи, как установление возраста дунитов и пироксенитов массива.

Дуниты — наиболее распространенные породы кондерской интрузии. В основном это мелко- и среднезернистые, иногда порфировидные породы. Изредка встречаются крупнозернистые разновидности, в том числе и дунит-пегматиты. Подавляющее количество отобранных ориентированных образцов характеризуют мелко-среднезернистые породы, из порфировидных дунитов отобраны всего два образца. К сожалению, в изученной коллекции отсутствуют пригодные для наших исследований ориентированные образцы дунит-пегматитов. Характеристика выделенных петрофизических групп дунитов приведена ниже.

Терморазмагничивание в нулевом поле показало, что наиболее слабомагнитные разновидности ($\chi_{cp} = 54$; $I_{n, cp} = 1376$; пять ориентированных образцов) мелко-среднезернистых дунитов характеризуются двухкомпонентной намагниченностью I_n , нестабильная часть которой разрушается нагревом до 500°C. Доля стабильной составляет $20 \pm 5\%$ начального значения I_n и сохраняется до 650°C. Векторы I_n имеют положительные наклонения при нагреве выше 500°C; проекция вектора I_n у одного образца смещается к юго-востоку, а у остальных наблюдается стабильная компонента юго-восточного направления со значениями $D_{cp} \approx 141^\circ$, $J_{cp} = 43^\circ$. Магнитная восприимчивость изменяется в процессе нагревания в пределах 20% относительно начальной величины, но на поведении ЕОН это не сказывается. Для всех образцов характерны плавноспадающие кривые $I_n(T)$.

Как показали комплексные лабораторные испытания, половина от общего количества изученных образцов дунитов второй ($\chi_{cp} = 196$; $I_{n, cp} = 2979$; $n = 15$), третьей ($\chi_{cp} = 530$; $I_{n, cp} = 5565$; $n = 23$) и четвертой ($\chi_{cp} = 3060$; $I_{n, cp} = 6260$; $n = 11$) групп характеризуется стабильными однокомпонентными намагниченностями I_n , сохраняющимися вплоть до 650°C. Часть из них (26 ориентированных штудов) имеют направление I_n , близкое к направлению современного магнитного поля, и уверенно выделить в них какую-либо реликтовую компоненту I_n не удалось ни одним из примененных методов (H - и T -размагничивание). Складывается впечатление, что в данном случае мы имеем дело с метакронной намагниченностью, возникшей в гипергенных условиях выветривания, поэтому ее направление близко к направлению перемагничивания современным геомагнитным полем. Другая часть образцов (25 штук) характеризуется стабильной однокомпонентной намагниченностью с направлением: $D_{cp} = 24^\circ$, $J_{cp} = 77^\circ$. Следует отметить, что образцы дунитов этой группы отобраны в центральной части массива вблизи даек косьвитов. По-видимому, их намагниченности формировались в режиме закалки и, следовательно, закрепили только одно направление геомагнитного поля, отвечающее времени индурения косьвитов, о котором будет сказано ниже.

Таблица 2. Палеомагнитные характеристики ультраосновных пород, составляющих центральную часть Кондерского массива

Порода	Группа	Количество определений	Способ определения	Полярность	D_c	J_c	K	α_{95}	λ°	φ°	θ_1°	θ_2°
Мелко-среднезернистые дуниты	I	28	$\tilde{H}$, T-размагничивание	N	140	62	14	7	164	16	11	9
Клинопрокситы	II	21	"	N	24	77	190	2	183	76	4	4
	III	9	"	N	142	66	34	9	160	20	14	12
	IV	12	"	N	24	77	151	4	183	76	6	6
Косыиты	V		"	N	22	76	119	4	185	77	7	7

Примечание. $\tilde{H}$ — размагничивание переменным полем с напряженностью до 80 мТл; T — размагничивание до температуры 600°C; N — прямо намагниченные образцы; D_c, J_c — склонение и наклонение среднего вектора I_n в современной системе координат; K — кучность распределения (разброс направлений I_n); α_{95} — радиус круга доверия для уровня вероятности 0,95; λ°, J° — долготы и широты северного полюса Земли в эпоху образования I_n пород (относительно современной градусной сетки); θ_1° и θ_2° — полуоси оvals погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0,95.

Для многих образцов (25 штук) изученной коллекции дунитов при комплексных испытаниях наблюдался широкий спектр довольно разрозненных направлений I_n с положительными наклонениями, близкими к юго-восточному, что не исключает, как нам кажется, присутствия в них стабильной компоненты прямой намагниченности. Но выделить эту стабильную реликтовую компоненту у образцов этой части коллекции ни одним из примененных методов не удалось. Реликтовая компонента была обнаружена только у 22 образцов мелко-среднезернистых дунитов с магнитной восприимчивостью $\chi > 100$ в процессе двухступенчатого H- и T-размагничивания с направлением: $D_{cp} = 127^\circ$, $J_{cp} = 53^\circ$, сопоставимым с направлением стабильной компоненты, полученной для наиболее слабомагнитных дунитов. При этом у одной трети образцов нестабильная часть намагниченности разрушается при нагреве выше 500°C, доля стабильной составляет первые проценты начального значения I_{n0} и сохраняется до 650°C. Пример T-размагничивания образцов второй петрофизической группы (табл. 2) мелко-среднезернистых дунитов, у которых в одном случае (A) наблюдается стабильная компонента I_n юго-восточного направления во всем диапазоне температур, а в другом (B), где эта реликтовая намагниченность выявляется лишь при нагревах выше 500°C, и в третьем случае (B), где наблюдается единственная характеристическая компонента I_n северо-восточного направления, приведен на рис. 4.

Носители естественной остаточной намагниченности всех исследуемых дунитов определялись, как отмечалось выше, по результатам T-размагничивания намагниченности насыщения I_s в постоянном магнитном поле H 600 мТл. По этим данным определялись температуры Кюри T_K и диагностировались ферромагнитные минералы рассмотренных образцов. Известно, что температура Кюри (T_K) закономерно меняется в зависимости от состава ферромагнитного вещества и не зависит от присутствия в нем посторонних фаз (T_K стехиометрического магнетита 580°C). В магнитных фракциях рассмотренных дунитов, как показал терромагнитный анализ, присутствуют как феррихромшпинелиды с $T_K \sim 545-575^\circ\text{C}$, так и ферримагнетики, относящиеся к промежуточным членам серии твердых растворов магнетит-маггемит с $T_K \sim 580-630^\circ\text{C}$. Для них установлены три типа необратимых терромагнитных кривых (см. рис. 4). Первый тип характерен для дунитов, имеющих однокомпонентную прямую намагниченность юго-восточного направления. Они имеют пониженные T_K ($\sim 545-575^\circ\text{C}$), и относятся к феррихромшпинелидам без маггемитовой составляющей (см. рис. 4). Подобный необратимый тип кривых характеризуется приблизительно равными исходными и конечным состояниями (см. рис. 4). Вместе с тем кривые охлаждения не соответствуют кривым нагревания — наблюдается частичное уменьшение намагниченности. Это явление обусловлено, вероятно, процессом структурно-чувствительной диффузии [38]. Ко второму типу необратимых терромагнитных кривых относятся ферримагнитные минералы дунитов, у которых стабильная компонента выделяется в процессе T-размагничивания при температурах выше 500°C. Эти минералы также относятся к



железистым хромшпинелидам, поскольку имеют пониженные T_k (564—575°C). Маггемит в них отсутствует. Отличительной особенностью данных ферримангнетиков является резкое увеличение их намагниченности в результате прокаливании [60] (см. рис. 4).

Третий тип необратимых кривых характерен для ферримангнитных минералов дунитов, имеющих однокомпонентные намагниченности, ориентированные по современному геомагнитному полю или имеющих прямые намагниченности северо-восточного направления. Иногда подобный тип кривых характерен для образцов, имеющих поликомпонентную намагниченность, направление которой в процессе T -чистки стремится к юго-востоку. Основным магнитным минералом таких дунитов является, по-видимому, маггемитизированный магнетит (не исключено — титаномаггемит), что на кривых термоанализа проявляется в завышении точек Кюри T_k (580—630°C) и уменьшении начального значения намагниченности в результате прогрева (см. рис. 4).

С целью определения происхождения стабильных компонент различных направлений в лаборатории на некоторых образцах, подвергнутых испытаниям, создавалась полная термоостаточная намагниченность I_n при 700°C, которая затем также подвергалась T -размагничиванию и сравнивалась с кривой $I_n(T)$. Эта процедура выявила полное совпадение одинаковых "колленообразных" кривых $I_n(T)$ и $I_n(T)$ только в образцах, имеющих характеристическую стабильную компоненту прямой намагниченности юго-восточного направления. Эта намагниченность может рассматриваться как термоостаточная, связанная с первичным ферримангнитным минералом дунитов.

Такая же характеристическая компонента выделяется в некоторых образцах дунитов, характеризующихся сложной кривой терморазмагничивания $I_n(T)$ и большим изменением направления ЕОН в процессе нагрева при достаточно высоких температурах ($T \sim 500^\circ\text{C}$). Происхождение этой компоненты (высокотемпературной) неясно, так как ее очень трудно выделять из-за низкой сохранности (и часто не удастся), но можно с уверенностью сказать, что она также связана с магматическим феррохромшпинелидом. Таким образом, нужно признать, что, несмотря на сложность ЕОН дунитов, можно выделить у них компоненты древнего (первичного) термоостаточного происхождения, что зависит от соотношения древней компоненты с другими компонентами. Это и иллюстрируют нам результаты T -размагничивания дунитов.

Изученные дуниты во многих случаях характеризуются сложной намагниченностью, являющейся суммой первичной (древней) и метакронных компонент. Полученные данные позволяют предполагать, что метакронные компоненты связаны с этапом маггемитизации дунитов, который, судя по разбросу их направлений, был достаточно длительным и распространялся достаточно далеко от момента внедрения дунитового тела.

Таким образом, несмотря на сложность ЕОН и составов магнитной фракции, у некоторых ориентированных образцов исследованных дунитов удалось выделить первичную намагниченность, направление которой может быть использовано для определения возраста пород. Вместе с тем

необходимо отметить, что, несмотря на идентичность палеомагнитных характеристик, имеют место существенные различия в направлениях стабильных компонент намагниченности дунитов, отобранных из разных участков ядра массива, которые могут быть объяснены двумя причинами: погрешностью определения склонения из-за высокого наклона и влиянием тектонических эффектов. Палеомагнитные полюсы, рассчитанные по векторам стабильных намагниченностей юго-восточного и северо-восточного направлений, образовали две группы (см. табл. 2). Для одной из них (I), представленной N -породами, палеомагнитный полюс имеет координаты: $\varphi = 16^\circ$, $\lambda = 164^\circ$, сопоставимы с координатами, полученными для раннего рифея Алданского блока Сибирской платформы [76]. Для второй группы, также представленной W -породами, он аномален ($\varphi = 76^\circ$, $\lambda' = 183^\circ$), сопоставим с координатами мелового полюса, полученными для Восточно-Сибирской плиты [76]. Последнее обстоятельство, возможно, связано, как предполагалось выше, с эпохой внедрения косьвитовых даек.

Все ориентированные образцы клинопироксенитов, отобранные по периферии дунитового штока Кондерского массива и подвергнутые в процессе палеомагнитного изучения $\tilde{H}$ - и T -размагничиванием, относятся по уровню остаточной намагниченности к IV—VI петрофизическим группам (см. табл. 2). Результаты выполненных комплексных лабораторных исследований показали практически полное подобие их палеомагнитных характеристик ранее полученным для дунитов. В трех группах изученных нами клинопироксенитов встречаются образцы (четвертая часть выборки), для которых характерны главным образом однокомпонентные I_n , чьи векторы имеют направления, также близкие к направлению перемангничивания современным геомагнитным полем. Для этих образцов оказалось невозможным выделение реликтовой стабильной компоненты намагниченности.

Было замечено, что нередко в процессе выпиливания из штуфов ориентированных образцов клинопироксенитов в них происходит изменение начальных значений и направлений I_n , т.е. породы подмагничиваются. Дальнейшие эксперименты показали, что наведенная намагниченность довольно стабильна и разрушить ее удастся или размагничиванием переменным магнитным полем напряженностью $\tilde{H} \sim 20\text{—}30$ мТл, или нагревом до $T \sim 400\text{—}500^\circ\text{C}$. В некоторых образцах (13 шт.) выделяется стабильная компонента намагниченности, устойчивая как к воздействию переменного поля напряженностью $\tilde{H}$ до 80 мТл, так и к нагревам вплоть до 650°C и имеющая направление $D_{cp} = 24^\circ$, $I_{cp} = 77^\circ$, совпадающее с направлением одной из стабильных компонент, выявленной у дунитов. Если дуниты с таким направлением стабильной компоненты были отобраны вблизи косьвитовых даек, то пироксениты, имеющие близкое направление намагниченности, были отобраны в местах концентраций жильных тел щелочных сиенитов и их пегматитов, а иногда и из зоны контакта с ними. Намагниченность этих клинопироксенитов сформировалась при температурах, намного превышающих точки Кюри первоначального ферромагнетика и несет в себе, по-видимому, только

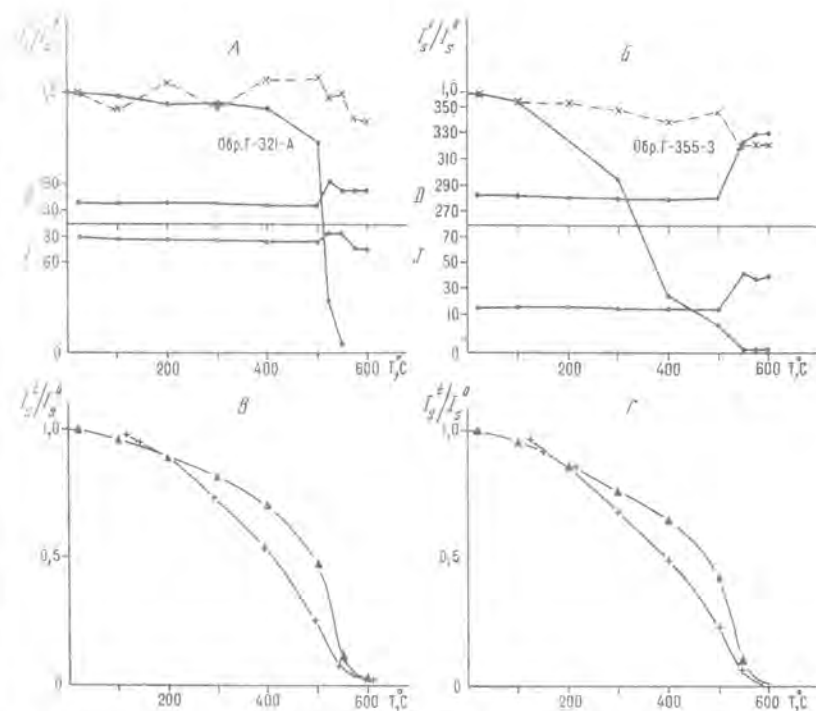


Рис. 5. Графики терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности I_n (А, Б) и намагниченности насыщения I_s в постоянном магнитном поле 600 мТл клинопироксенитов (В, I)

Условные обозначения см. на рис. 4

палеомагнитную информацию этапа внедрения дайковых тел щелочных сиенитов.

И наконец, последняя группа пироксенитов, в которую входит 23 образца. Для части образцов этой группы можно отметить тенденцию к смещению направления вектора ЕОН положительного наклона к юго-востоку во время $\tilde{H}$ - и T -чисток, как и случае с дунитами. Этот факт, по-видимому, указывает на присутствие у них компоненты прямой намагниченности, которую далеко не всегда удастся выделить. Такая стабильная компонента наблюдалась только у девяти образцов этой группы в процессе $\tilde{H}$ - и T -размагничивания в нулевом поле с направлением $D_{cp} = 138^\circ$, $I_{cp} = 66^\circ$. Причем у двух образцов нестабильная часть намагниченности разрушается при нагревах выше 500°C и доля стабильной составляет лишь 5% начального значения I_{n0} и сохраняется до 650°C . Магнитная восприимчивость χ изменяется в процессе нагревания незначительно (в пределах 20%) и на поведение ЕОН не сказывается. Векторы стабильных компонент ЕОН юго-восточного направления у изученных дунитов и клинопироксенитов практически совпадают, что может свидетельствовать о близком геологическом времени

кристаллизации дунитов и клинопироксенитов. В качестве иллюстрации к сказанному выше, на рис. 5 показано разрушение величины ЕОН и поведение ее вектора во время нагревания в нулевом поле у образцов, для которых наблюдается стабильная компонента юго-восточного направления (А) и компонента I_n с направлением, близким к направлению перемангничивания современным геомагнитным полем (Б). Отметим, что во втором случае (Б) магнитная восприимчивость уменьшается в процессе нагревания до 40° относительно начальной величины. Эта температурная неустойчивость, особенно интенсивная в диапазоне 500—600°С, может быть объяснена незначительным присутствием маггемита в ферромагнитной фракции таких образцов, что приводит при нагреве к уменьшению значения χ .

Несмотря на такую особенность поведения χ , характерную для многих образцов, проведенный термомангнитный анализ показал, что основным магнитным минералом изученных клинопироксенитов Кондерского массива является титаномagnetит с точками Кюри $T_K \sim 546\text{—}566^\circ\text{C}$ [60]. Во всех случаях выделяется один тип необратимых термомангнитных кривых с незначительным магнитным гистерезисом (см. рис. 5). Изучение созданной полной термоостаточной намагниченности клинопироксенитов при температуре 700°С показало, что только остаточная намагниченность, имеющая юго-восточное направление, может рассматриваться как термоостаточная. Не исключается выделение в ЕОН таких образцов древней компоненты термоостаточного происхождения, что находит подтверждение результатами размагничивания клинопироксенитов и переменным полем, и нагревами. Таким образом, среди направлений естественной намагниченности клинопироксенитов выделяется, помимо направлений, близких к направлению перемангничивания современным геомагнитным полем, и две группы направлений характеристических компонент намагниченности I_n , по которым были рассчитаны положения палеополусов (см. табл. 2). С одной стороны, совпадение координат палеополусов III группы векторов характеристической компоненты ЕОН юго-восточного направления клинопироксенитов и I группы векторов I_n такого же направления (см. рис. 4), присущих дунитам, свидетельствует о том, что образование пород ультраосновной (дуниты+пироксениты) ядерной части Кондерского массива произошло в раннем рифее. С другой стороны, близость координат палеополусов II и IV групп направлений I_n дунитов и клинопироксенитов может свидетельствовать об одновременности формирования многочисленных даек косквитов, щелочных сиенитов и их пегматитов, способствующих перемангничиванию вмещающих пород.

Подавляющее большинство образцов косквитов, подвергнутых комплексным лабораторным испытаниям (20), относятся по величине остаточной намагниченности I_n и магнитной восприимчивости χ ко второй группе ($\chi_{cp} = 18800, I_{n,cp} = 18210$) и лишь один — к первой ($\chi_{cp} = 5332; I_{n,cp} = 5728$) (см. табл. 3).

$\tilde{H}$ - и T -размагничивание показало, что у восьми исследованных образцов, в том числе у единственной пробы из первой группы, так же как в случае дунитов и клинопироксенитов, наблюдается только одна стабиль-

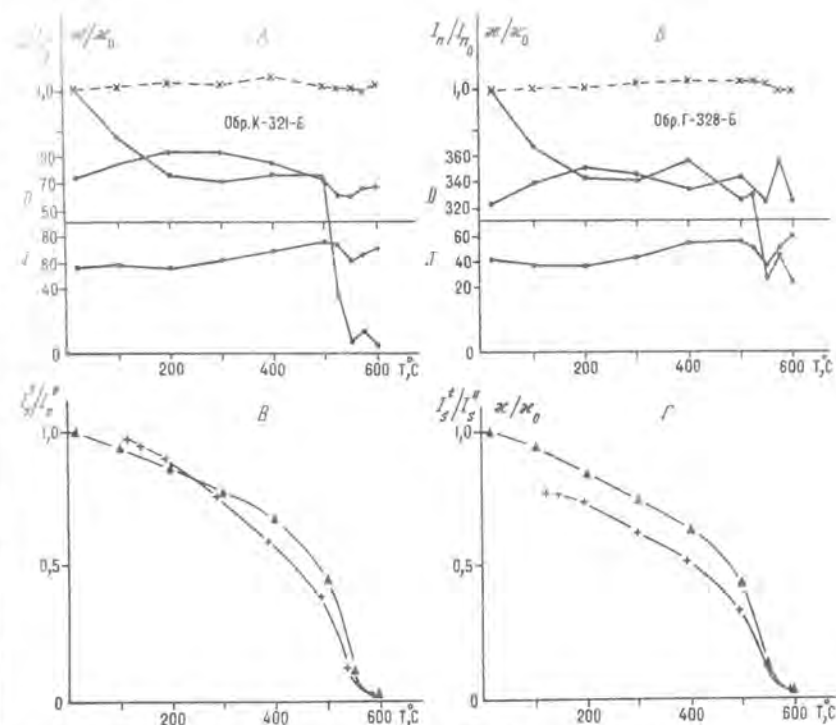


Рис. 6. Графики терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности I_n (А, Б) и намагниченности насыщения I_s в постоянном магнитном поле 600 мТл косквитов (В, Г)

Условные обозначения см. на рис. 4

ная однокомпонентная намагниченность с направлением близким к направлению перемангничивания современным геомагнитным полем. Из тринадцати оставшихся образцов девять имеют однокомпонентные стабильные намагниченности северо-восточного направления, устойчивые к воздействию переменного магнитного поля интенсивностью до 80 мТл, и к нагревам до 650°С. У четырех проб $\tilde{H}$ - и T -размагничивание выявило в ЕОН две характеристические компоненты, первая из которых вязкая. Ее разрушение и смещение проекции векторов I_n из области перемангничивания на северо-восток происходит при нагревах до 200—300°С или при размагничивании переменным магнитным полем интенсивностью 10—20 мТл. Отметим, что χ косквитов в процессе T -размагничивания изменяется незначительно в пределах 10% относительно начального значения χ_0 . На рис. 6 приведены примеры T -чисток образцов косквитов, для которых: А — выделяется стабильная компонента I_n северо-восточного направления с положительным наклоном и Б — однокомпонентная намагниченность с направлением, близким направлению перемангничивания современным магнитным полем.

Состав ферромагнитной фракции большинства косквитов существенно

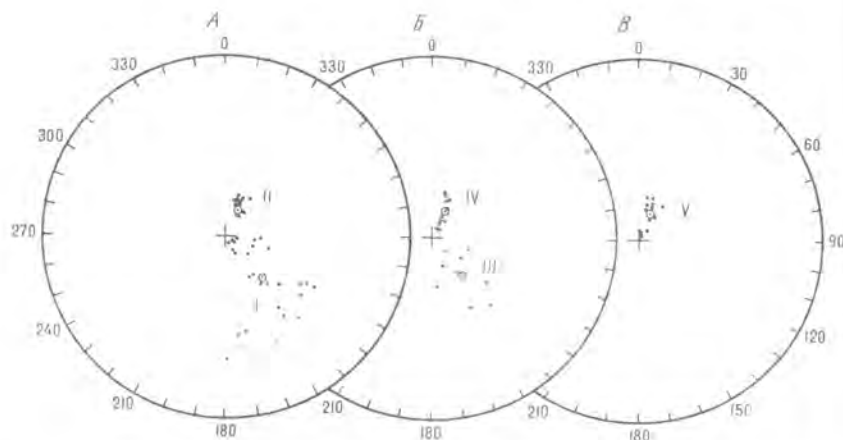


Рис. 7. Направления характеристических компонент естественных остаточных намагниченностей дунитов (А), клинопироксенитов (Б) и косьвитов (В) после H - и T -размагничивания. Кругами показано среднее положение вектора I_n в группах I—V

не отличается от состава клинопироксенитов. Основным носителем их намагниченностей является титаномагнетит, но в некоторых пробах содержится, по-видимому, маггемит. Для ферримангнитной фракции всех изученных косьвитов нами установлены два типа необратимых термомагнитных кривых. К первому типу относятся ферримангнетики из косьвитов, имеющих компоненту прямой намагниченности северо-восточного направления. Эти минералы имеют пониженные температуры Кюри ($T_K \sim 557—567$), обусловленные наличием в них изоморфных примесей и относятся к титаномагнетитам без маггемитовой составляющей. Этот необратимый тип кривых характеризуется незначительным магнитным гистерезисом с приблизительно равными исходным и конечным состоянием, хотя при этом на термокривых фиксируются структурные изменения, происходящие при прокаливании (см. рис. 6). Такие термокривые присущи клинопироксенитам (см. рис. 5). Вторым типом необратимых термомагнитных кривых характеризуются ферримангнитные минералы косьвитов, имеющие однокомпонентные намагниченности, ориентированные по современному геомагнитному полю. Эти минералы относятся к титаномагнетитам (возможно, к магнетитам с разным содержанием изоморфных примесей), поскольку имеют пониженные температуры Кюри ($T_K \sim 560—570^\circ\text{C}$) относительно T_K для чистого стехиометрического магнетита. Но в них, по-видимому, присутствует маггемит, что проявляется в уменьшении начального значения намагниченности в результате прогрева, хотя на термомагнитных кривых отсутствует явный $\gamma - \alpha$ переход.

Результаты сравнения кривых $I_n(T)$ и $I_{n1}(T)$ образцов с намагниченностью, имеющей северо-восточное направление, свидетельствуют в пользу термоостаточного происхождения ЕОН и, следовательно, ее первичности. По направлениям векторов I_n таких образцов (рис. 7)

вычислялось положение палеополюса (см. табл. 2). Совпадение координат палеополюсов V, II и IV групп векторов характеристических компонент естественных намагниченностей северо-восточного направления для косьвитов, дунитов и клинопироксенитов подтверждает высказанное ранее предположение об одновременности образования жильных тел косьвитов и щелочных сиенитов.

Суммируя результаты выполненных палеомагнитных исследований базальных пород Кондерского массива необходимо отметить следующее.

1. Среди части исследуемых образцов дунитов и клинопироксенитов было выявлено характеристическое направление, которое рассматривается нами как первичное, синхронное времени образования этих пород. Оно положено в основу расчета палеомагнитных полюсов. Рассмотренные палеомагнитные данные служат еще одним веским аргументом в пользу древнего возраста ультраосновных пород массива.

2. Полученная палеомагнитная информация о стабильности древней компоненты намагниченности дает возможность определить новые палеомагнитные полюсы в интервале докембрий—мезозой, что крайне необходимо для характеристики древнего магнитного поля Земли.

МОРФОЛОГИЯ КОНДЕРСКОГО МАССИВА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Характерной особенностью Кондерского массива является концентрически зональное строение, обуславливающее его округлую в плане форму. Ядро массива диаметром около 5,5 км сложено дунитами и окружено концентрическими кольцевыми и дугowymi телами клинопироксенитов, косьвитов и различных метасоматитов. Лишь на юге и северо-западе изометричные очертания массива осложнены телами монцитонитов, распространение которых не полностью подчиняется его общему концентрическому структурному плану. Площадь массива на уровне современного эрозионного среза около 32 км². Его форма и размер в вертикальном разрезе определены по комплексу геологических, петрофизических и геофизических данных.

Петрофизическая характеристика пород

Материалом для петрофизических исследований послужили коллекции образцов, отобранные при геологосъемочных, поисковых и геофизических работах с коренных обнажений, канав, делювия. Изучались плотность (σ), магнитная восприимчивость (χ) и естественная остаточная намагниченность (I_n). Использовано более 3000 образцов. В площадном отношении равномерный отбор образцов произведен в северной, восточной и южной частях массива. В связи с плохой обнаженностью в западной части отбор образцов производился эпизодически. Несмотря на это, количество различных петрографических типов пород соответствует сравнительной их распространенности по площади, а также обеспечивает возможность построения формализованных петрофизических карт (σ и χ) в масштабе 1:25 000, которые позволяют произвести сопоставление с картами геофизических полей, а также с геологической картой.

Таблица 3. Петрофизические свойства пород Кондерского массива и его обрамления

Название комплекса, серии, свиты, толщи	Вещественный состав	Физические характеристики												
		$\sigma, \text{г/см}^3$				$\kappa, 1,3 \cdot 10^{-5}, \text{ед. СИ}$				$J_n \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$				
		N	$\frac{\min}{\max}$	$\sigma_{\text{ср}}$	S	N	$\frac{\min}{\max}$	$\kappa_{\text{ср}}$	S	N	$\frac{\min}{\max}$	$J_{n\text{ср}}$	S	
Алданский комплекс														
Щелочная серия	Щелочные сиениты и их пегматиты	161	$\frac{2,41}{3,05}$	2,65	0,13	161	$\frac{0}{70}$	18	15	93	$\frac{0}{314}$	39	24	
	То же	29	$\frac{2,54}{3,03}$	2,70	0,16	29	$\frac{105}{999}$	357	242	10	$\frac{10}{362}$	118	112	
Монцитонитовая серия	Фельдшпатовидные сиениты	5	$\frac{2,47}{2,69}$	2,60	0,15	5	$\frac{10}{14}$	12	2	5	$\frac{0}{44}$	17	13	
	Субщелочные кварцевые диориты и монцодиориты	28	$\frac{2,49}{2,96}$	2,65	0,74	28	$\frac{2}{97}$	23	27	20	$\frac{0}{999}$	88	219	
		19	$\frac{2,49}{2,92}$	2,67	0,14	19	$\frac{143}{920}$	455	226	19	$\frac{17}{4950}$	615	1320	
		58	$\frac{2,58}{3,07}$	2,74	0,32	58	$\frac{1083}{10000}$	2 450	1690	44	$\frac{63}{39212}$	2 349	6120	
	Габбро-меланократовые	19	$\frac{2,89}{3,04}$	2,95	0,15	19	$\frac{8}{92}$	41	24	19	$\frac{0}{296}$	106	86	
	субщелочные	10	$\frac{2,78}{3,21}$	2,94	0,14	10	$\frac{160}{900}$	438	306	10	$\frac{57}{3620}$	990	1 090	
		49	$\frac{2,80}{3,18}$	2,98	0,44	49	$\frac{1130}{8400}$	4370	2 010	40	$\frac{116}{21400}$	6 690	6 360	
		21	$\frac{3,0}{3,41}$	3,22	0,12	21	$\frac{11000}{24755}$	16 060	4 640	21	$\frac{1895}{57577}$	14 490	14 100	
	Косывиты	34	$\frac{2,89}{3,38}$	3,24	0,33	34	$\frac{1250}{9937}$	5 330	2 900	10	$\frac{1127}{16969}$	5 730	5640	
		58	$\frac{2,83}{3,75}$	3,37	0,25	58	$\frac{8186}{33600}$	18 800	6 990	50	$\frac{801}{66500}$	18 210	24 030	
Вулканическая серия	Субщелочные диоритовые порфириты	7	$\frac{2,79}{2,80}$	2,75	0,99	7	$\frac{62}{2900}$	1 510	820	7	$\frac{1000}{12444}$	3 390	4 850	
	Лампрофиры	6	$\frac{2,66}{3,02}$	2,81	0,14	6	$\frac{7}{58}$	25	19	6	$\frac{6}{294}$	108	127	
	Трахиандезиты	12	$\frac{2,34}{2,95}$	2,57	0,20	12	$\frac{650}{4000}$	1 590	900					
	Титан-магнетит-амфибол-клинопироксеновые	15	$\frac{2,93}{3,66}$	3,37	0,23	15	$\frac{6150}{76000}$	19100	18 260	15	$\frac{778}{92500}$	21 000	26 500	
	Оливин-диопсидовые	9	$\frac{2,85}{3,26}$	3,08	0,14	9	$\frac{5}{72}$	20	24	9	$\frac{20}{754}$	253	230	
	Скарны гранат-диопсидовые	58	$\frac{2,75}{3,33}$	3,11	0,16	58	$\frac{5}{253}$	24	33	58	$\frac{0}{1250}$	85	172	
		8	$\frac{2,84}{3,20}$	3,07	0,13	8	$\frac{120}{590}$	360	206	8	$\frac{35}{1250}$	341	415	
	Скарны шпинель-монтчеллитовые	12	$\frac{2,78}{3,19}$	3,0	0,13	12	$\frac{5}{1100}$	499	325	12	$\frac{17}{2044}$	812	617	
	Скарны гранат-везувияновые	4	$\frac{3,13}{3,20}$	3,17	—	4	$\frac{8}{33}$	18	—					
	Околоскарновые полевошпат-авгитовые метасоматиты	59	$\frac{2,55}{3,27}$	2,85	0,24	59	$\frac{0}{92}$	24	0,20	59	$\frac{0}{595}$	74	—	
		8	$\frac{2,93}{3,28}$	3,09	0,13	8	$\frac{29}{773}$	318	237	8	$\frac{50}{11300}$	1 869	3 829	
		10	$\frac{2,85}{3,33}$	3,14	0,17	10	$\frac{1083}{5300}$	2690	1490	10	$\frac{330}{15900}$	2 980	4 630	
	Майская серия Омнинская свита	Алевриты	96	$\frac{2,43}{2,76}$	2,64	0,9	96	$\frac{0}{91}$	17	18				
		Песчаники	89	$\frac{2,33}{2,78}$	2,58	0,1	89	$\frac{0}{45}$	10	10				
		Известняки	125	$\frac{2,40}{3,04}$	2,66	0,8	125	$\frac{0}{82}$	3	0,8				
		Ороговикованные алевриты, песчаники	15	$\frac{2,56}{2,83}$	2,69	0,7	15	$\frac{155}{3000}$	728	827				

Таблица 3 (окончание)

Название комплекса, серии, свиты, толщи	Вещественный состав	Физические характеристики											
		σ , г/см ³				κ , $1,3 \cdot 10^{-5}$, ед. СИ				$J_n \cdot 10^{-3}$ А/м			
		N	$\frac{\min}{\max}$	σ_{cp}	S	N	$\frac{\min}{\max}$	κ_{cp}	S	N	$\frac{\min}{\max}$	$J_{n_{cp}}$	S
Кондерская свита	Алевриты	26	$\frac{2,28}{2,79}$	2,52	0,13	26	$\frac{8}{35}$	15	6		—	—	—
	Песчаники	72	$\frac{2,33}{2,71}$	2,57	0,2	72	$\frac{1}{89}$	14	16	19	$\frac{1}{5750}$	600	1476
	Гравелиты	8	$\frac{2,37}{2,65}$	2,48	0,16	8	$\frac{2}{26}$	10	8		—	—	—
	Ороговикованные песчаники, алевриты	46	$\frac{2,47}{2,85}$	2,66	0,69	46	$\frac{0}{87}$	22	0,14	46	$\frac{1}{805}$	52	137
	То же	15	$\frac{2,41}{2,80}$	2,70	0,9	15	$\frac{140}{3800}$	1130	1139	15	$\frac{4}{1700}$	492	633
	Субщелочные граниты, пегматоидные лейкократовые	48	$\frac{2,48}{2,76}$	2,57	0,36	48	$\frac{0}{260}$	20	18	30	$\frac{0}{592}$	76	—
Кондерский комплекс	Дуниты мелкосреднезернистые	43	$\frac{2,79}{3,49}$	3,02	0,16	33	$\frac{13}{91}$	54	27	33	$\frac{0}{7992}$	1 380	1 600
		234	$\frac{2,70}{3,26}$	3,03	0,12	234	$\frac{104}{305}$	196	58	162	$\frac{30}{6150}$	2 980	5 290
		306	$\frac{2,82}{3,40}$	3,04	0,57	306	$\frac{308}{1016}$	530	170	175	$\frac{143}{31432}$	5 560	6 850
		200	$\frac{2,59}{3,33}$	3,0	0,15	200	$\frac{1010}{9094}$	3060	1950	58	$\frac{563}{53760}$	6 260	8 840
	Дуниты мелкосреднезернистые порфиоровидные	11	$\frac{2,96}{3,22}$	3,07	0,9	11	$\frac{61}{95}$	76	10	11	$\frac{609}{3652}$	1 500	965
		46	$\frac{2,71}{3,22}$	3,0	0,16	46	$\frac{108}{300}$	197	54	41	$\frac{529}{12437}$	4 140	4 305
		33	$\frac{2,65}{2,99}$	2,89	0,12	33	$\frac{320}{525}$	186	186	33	$\frac{5041}{5140}$	5 140	2 380
	Дунит-пегматиты	39	$\frac{2,91}{3,24}$	3,11	0,10	39	$\frac{110}{325}$	206	72	39	$\frac{75}{12200}$	3 080	5 300
		24	$\frac{2,92}{3,24}$	3,05	0,89	24	$\frac{360}{983}$	558	195	24	$\frac{497}{24144}$	6 060	5 210
		22	$\frac{2,79}{3,22}$	2,97	0,13	22	$\frac{1100}{6250}$	2370	1500	13	$\frac{181}{1229}$	438	294
	Клинопироксениты	40	$\frac{2,73}{3,33}$	3,12	0,13	40	$\frac{10}{88}$	42	23	40	$\frac{0}{3590}$	644	887
		13	$\frac{2,95}{3,32}$	3,16	0,11	13	$\frac{112}{300}$	197	59	13	$\frac{0}{28800}$	4 480	8060
		39	$\frac{2,90}{3,30}$	3,17	0,13	39	$\frac{100}{868}$	548	190	25	$\frac{143}{50120}$	12 800	15 100
		104	$\frac{2,83}{3,43}$	3,22	0,12	104	$\frac{1021}{9841}$	3960	2440	71	$\frac{10}{94648}$	12 330	15 460
		126	$\frac{2,94}{3,56}$	3,35	0,13	126	$\frac{10000}{98296}$	25 070	15380	45	$\frac{2457}{99413}$	34 880	29 800
		14	$\frac{3,37}{3,56}$	3,47	0,62	14	$\frac{17723}{41981}$	29 000	7485	14	$\frac{114700}{554046}$	286 900	154 000
	Плагиограниты	8	$\frac{2,52}{2,62}$	2,56	0,36	8	$\frac{280}{760}$	580	167		—	—	—
Толща мраморов	Мраморы, кальцифиры	52	$\frac{2,30}{2,90}$	2,66	0,34	52	$\frac{0}{43}$	6	10	44	$\frac{0}{1631}$	44	—
		10	$\frac{2,58}{2,90}$	2,73	0,15	10	$\frac{170}{510}$	254	81	6	$\frac{308}{909}$	327	382
	Сланцы биотитовые, биотитсодержащие, двупироксеновые	13	$\frac{2,57}{2,78}$	2,64	0,61	13	$\frac{3}{50}$	13	0,13	13	$\frac{3}{196}$	47	55
		9	$\frac{2,62}{2,94}$	2,76	0,10	9	$\frac{350}{6700}$	2 480	2070	9	$\frac{34}{69980}$	11 140	23 660
Толща гнейсов	Гнейсы биотитовые, биотитсодержащие, амфиболиты	55	$\frac{2,43}{2,86}$	2,65	0,79	55	$\frac{0}{175}$	31	44	46	$\frac{0}{3600}$	173	—
		33	$\frac{2,57}{2,90}$	2,71	0,70	33	$\frac{433}{6001}$	2 580	2280	33	$\frac{47}{2957}$	1 010	867

Измерения плотности, магнитной восприимчивости, остаточного намагничивания образцов горных пород проводились по стандартной методике [98]. Для получения обобщенных характеристик петрографических разновидностей первичная информация обрабатывалась до уровня средних значений плотности (σ), магнитной восприимчивости (χ), остаточного намагничивания (J_n) по программе "Статистика", разработанной Г.П. Белозеровым. Выделение петрофизических групп горных пород Кондерского массива производилось по составу пород и по величине магнитных параметров (χ и J_n). Так как магнитность породы зависит от входящих в нее ферромагнетиков, то разделение гипербазитов массива на несколько петрофизических групп определяется особенностями фазового состава ферромагнитных минералов, которые сформировались либо при образовании пород, либо при последующих изменениях (серпентинизация).

Как отмечалось выше, среди дунитов могут быть выделены три основные структурные разновидности: мелко-среднезернистые равнозернистые, мелко-среднезернистые порфировидные и крупнозернистые. Первые из них разбиты на четыре петрофизические группы, порфировидные и крупнозернистые — на три группы. Как видно из табл. 3, эти породы по физическим характеристикам имеют как сходство, так и различия.

Наименее представительную часть составляют слабомагнитные дуниты со средними значениями — $\chi_{ср} = (54—76) \cdot 10^{-5}$, $J_{n,ср} = 1380$ и $1500 \cdot 10^{-3}$ А/м. В то же время эти образцы являются наиболее плотными ($\sigma = 3,02$ и $3,07$ г/см³). Среди среднемагнитных дунитов выделены две группы, близкие между собой по магнитным характеристикам, но различающиеся по плотности и терромагнитным признакам. К первой отнесены мелко-среднезернистые и порфировидные дуниты с $\sigma = 3,03$ и $3,0$ г/см³, $\chi_{ср} = (196—197) \cdot 10^{-5}$ и $J_{n,ср} = 2980$ и $4140 \cdot 10^{-3}$ А/м. Вторую группу представляют дуниты с $\sigma_{ср} = 3,04$ и $2,99$ г/см³, $\chi_{ср} = 530$ и $525 \cdot 10^{-5}$ и $J_{n,ср} = (5560—5140) \cdot 10^{-3}$ А/м. Только среди мелко-среднезернистых дунитов встречаются разности с повышенными значениями $\chi_{ср} = 3060 \cdot 10^{-5}$ и $J_{n,ср} = 6260 \cdot 10^{-3}$ А/м и плотностью, равной $3,0$ г/см³. Поле развития слабомагнитных и среднемагнитных дунитов фиксируется в основном в северной части, хотя известны их небольшие поля в юго-восточной и южной частях массива. Дуниты с более высокими значениями χ и J_n и низкой плотностью тяготеют к центральной части массива.

Детальный анализ петрофизических групп мелко-среднезернистых равнозернистых и порфировидных разностей дунитов, а именно выяснение взаимосвязи плотности, магнитной восприимчивости и остаточного намагничивания показывает, что наблюдается некоторое увеличение общей намагниченности для менее плотных разностей (рис. 8, а). Подобная тенденция может быть обусловлена несколькими параметрами, но в первую очередь степенью серпентинизации и составом рудных минералов.

Дунит-пегматиты по значениям магнитной восприимчивости и остаточного намагничивания разделены на три группы. К первой группе отнесены среднемагнитные породы с $\chi_{ср} = 206 \cdot 10^{-5}$, $J_{n,ср} = 3080 \cdot 10^{-3}$ А/м и

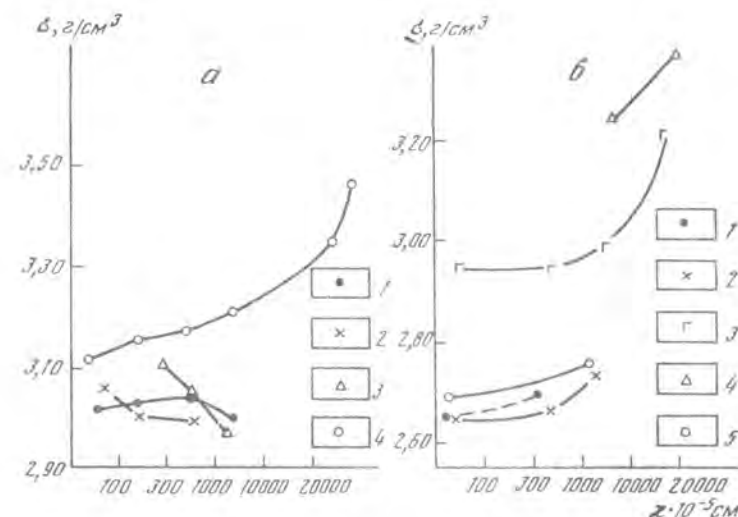


Рис. 8. Поле корреляций плотности и магнитной восприимчивости ультраосновных пород (а) и пород алданского комплекса массива (б)

1 — мелко-среднезернистые дуниты; 2 — порфировидные дуниты; 3 — дунит-пегматиты; 4 — клинопироксениты; 5 — диоритовые порфидиты

довольно высокой плотностью, равной $3,11$ г/см³. Во вторую группу попадают также среднемагнитные дунит-пегматиты, но имеющие более высокие магнитные характеристики ($\chi_{ср} = 558 \cdot 10^{-5}$ и $J_{n,ср} = 6060 \cdot 10^{-3}$ А/м) и значительную дисперсию плотности. Средняя плотность этой группы $3,0$ г/см³. Третью группу составляют дунит-пегматиты с $\chi_{ср} = 2370 \cdot 10^{-5}$ и пониженными значениями — $\sigma_{ср} = 2,97$ г/см³ и $J_{n,ср} = 438 \cdot 10^{-3}$ А/м. Среди дунит-пегматитов также прослеживается тенденция к увеличению χ и J_n (за исключением третьей группы) в менее плотных разновидностях (см. рис. 8, а).

Клинопироксениты, слагающие краевую зону массива, по магнитным характеристикам подразделены на шесть петрофизических групп (см. табл. 3). В этих породах величина J_n превышает величину магнитной восприимчивости в 10 раз и более. Средняя плотность по группам варьирует от $3,12$ г/см³ в слабомагнитных ($\chi_{ср} = 42 \cdot 10^{-5}$ и $J_{n,ср} = 644 \cdot 10^{-3}$ А/м) до $3,55$ г/см³ в сильномагнитных ($\chi_{ср} = 25070 \cdot 10^{-5}$ и $J_{n,ср} = 34880 \cdot 10^{-3}$ А/м (пятая группа)). Аномальными свойствами обладает группа клинопироксенитов с $\sigma_{ср} = 3,47$ г/см³, $\chi_{ср} = 29000 \cdot 10^{-5}$ и очень высоким остаточным намагничиванием, равным $286900 \cdot 10^{-3}$ А/м. Если дисперсия плотности для первых пяти групп стабильна, то для шестой группы она значительна, и ее стандартное отклонение равно $0,62$. Судя по

петрофизическим характеристикам, эта группа образована рудными клинопироксенитами.

Сводные данные о физических параметрах пород алданского комплекса приведены в табл. 3. Ниже рассматриваются некоторые наиболее информативные группы пород. Широко развиты внутри массива дайкообразные тела и жилы косьвитов. Эти породы по намагниченности подразделены на две петрофизические группы. Плотность косьвитов варьирует от 2,83 до 3,75 г/см³. Как и для клинопироксенитов, в этих породах наблюдается тенденция к увеличению общей намагниченности в более плотных разностях. Средняя плотность для групп 3,24 и 3,37 г/см³, магнитные характеристики внутри групп стабильны. Для косьвитов первой группы — $\alpha_{\text{ср}} = 5330 \cdot 10^{-5}$ при $J_{\text{нср}} = 5730 \cdot 10^{-3}$ А/м, для косьвитов второй группы — $\alpha_{\text{ср}} = 18800 \cdot 10^{-5}$, $J_{\text{нср}} = 18210 \cdot 10^{-3}$ А/м.

Выделены четыре группы габброидов, различающиеся степенью намагниченности. Установлено, что с увеличением намагниченности возрастает плотность пород. К первой группе относятся слабоманитные габбро с $\alpha_{\text{ср}} = 41 \cdot 10^{-5}$, $J_{\text{нср}} = 106 \cdot 10^{-3}$ А/м, $\sigma_{\text{ср}} = 2,95$ г/см³, а к четвертой — сильномагнитные габбро с $\alpha_{\text{ср}} = 16050 \cdot 10^{-5}$, $J_{\text{нср}} = 14490 \cdot 10^{-3}$ А/м, $\sigma_{\text{ср}} = 3,22$ г/см³. По петрофизическим признакам эта группа отвечает рудным разностям. Магнитные характеристики третьей и четвертой групп стабильны и близки к петрофизическим параметрам косьвитов.

Субщелочные кварцевые диориты и монцодиориты по магнитным характеристикам делятся на три петрофизические группы. К слабоманитной группе отнесены кварцевые диориты и монцодиориты с $\sigma_{\text{ср}} = 2,65$ г/см³, $\alpha_{\text{ср}} = 23 \cdot 10^{-5}$, $J_{\text{нср}} = 88 \cdot 10^{-3}$ А/м. В третью группу входят магнитные кварцевые диориты и монцодиориты. Для них $\alpha_{\text{ср}} = 2450 \cdot 10^{-5}$, $J_{\text{нср}} = 2350 \cdot 10^{-3}$ А/м, $\sigma_{\text{ср}} = 2,74$ г/см³.

Щелочные сиениты, широко развитые как в пределах массива, так и в его экзоконтакте, характеризуются существенным диапазоном изменения плотности: от 2,41 г/см³ для слабоизмененных разностей до 3,05 г/см³ для эгирин-арфведсонитсодержащих пород. Это преимущественно слабоманитные образования ($\alpha_{\text{ср}} = 18 \cdot 10^{-5}$, $J_{\text{нср}} = 23 \cdot 10^{-3}$ А/м). Как видно из рис. 8, б, на котором представлена диаграмма σ — α позднерюско-раннемеловых магматических образований алданского комплекса, все разновидности пород характеризуются своими дискретными средними значениями этих параметров.

Метасоматические образования в пределах массива представлены широким спектром пород. Титанмагнетит-амфибол-клинопироксеновые метасоматиты образуют крупное тело в центре массива среди даек и жил косьвитов. Они характеризуются высокими значениями всех параметров: $\sigma_{\text{ср}} = 3,37$ г/см³, $\alpha_{\text{ср}} = 19100 \cdot 10^{-5}$ и $J_{\text{нср}} = 21000 \cdot 10^{-3}$ А/м. По своим физическим характеристикам эта группа метасоматитов близка ко второй группе косьвитов и к пятой группе клинопироксенитов. Величины $\sigma_{\text{ср}}$, $\alpha_{\text{ср}}$, $J_{\text{нср}}$ вмещающих массив пород, как указывалось и ранее, значительно

выше, чем у пород массива. Их петрофизические характеристики приведены в табл. 3.

Таким образом, на основании проведенных исследований получена петрофизическая характеристика пород Кондерского массива, а также вмещающих его образований. Установлено, что ультрабазиты массива обладают большей средней плотностью (0,3—0,5 г/см³), чем вмещающие породы, что вполне достаточно для использования гравитационных данных при картировании аналогичных массивов. Резкая контрастность свойств ультрабазитов с вмещающими породами может служить важной основой моделирования структуры массива. То же самое можно сказать относительно магнитных свойств пород массива и вмещающих образований.

Особенности потенциальных геофизических полей над Кондерским массивом

Расшифровка многих аспектов геологического строения массива как на дневной поверхности, так и особенно на глубине, в значительной степени основана на интерпретации обусловленных им геофизических аномалий. Наиболее информативны в этом отношении карты магнитного поля. Карты концентраций радиоактивных элементов (РАЭ) показывают сильную зависимость устанавливаемых при аэрогаммаспектроскопических съемках содержаний РАЭ от степени обнаженности пород. Особенности же распределения РАЭ в породах на этом фоне почти не фиксируются.

На мелкомасштабных картах Δg и ΔT Кондерский массив выделяется очень контрастными изометричными положительными аномалиями, а его концентрически зональное строение отчетливо проявляется в структуре магнитного поля на крупномасштабных картах ΔT (рис. 9).

На периферии массива выделяется кольцевая зона аномального магнитного поля напряженностью от 4000 до 30 000 нТл, обусловленная косьвитами и в меньшей степени габбро. Для ядра массива характерно более неоднородное поле, которое по интенсивности и внутренней структуре разделяется на две области. Одна из них с положительными приращениями ΔT до 15 000 нТл находится в западной части ядра. Она имеет размеры примерно 1,5 × 3 км, вытянута в широтном направлении и обусловлена интрузией косьвитов, а также жилами и прожилками титанмагнетит-биотит (амфибол)-клинопироксеновых метасоматитов (щелочные метасоматиты), образующими штокверк вокруг контактов косьвитов интрузии. Судя по материалам повысотных съемок, косьвиная интрузия имеет значительное распространение на глубину (до 6 км), так как связанная с ней аномалия остается очень контрастной и на высоте 1000 м. Другая область аномального поля, характеризующаяся резко дифференцированными значениями ΔT , соответствует площади развития даунитов. В пределах этой области выделяются участки с отрицательными приращениями ΔT до -600 нТл, которые охватывают около половины площади ядра массива. Они приурочены к наиболее низким гипсометрическим уровням современного рельефа (до 700 м в центральной части и до

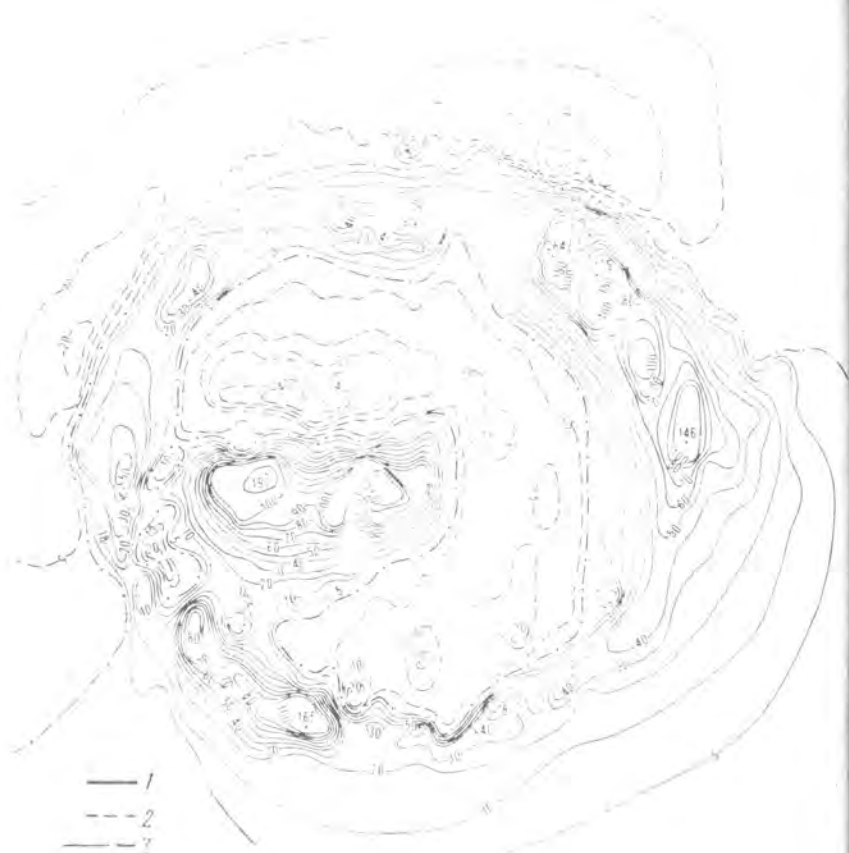


Рис. 9. Схема магнитного поля над Кондерским массивом

1, 2 — аномалии: 1 — положительная, 2 — отрицательные; 3 — инверсия границы

900 м в краевых частях дунитового ядра) и обусловлены дунитами магнитная восприимчивость которых колеблется от $(60 \pm 250) \cdot 10^{-5}$. В этой же области наблюдаются положительные аномалии ΔT интенсивностью 500—1000 нТл, приуроченные к повышенным частям рельефа и обусловленные дунитами, магнитная восприимчивость которых возрастает до $700 \cdot 10^{-5}$. Внутри этих аномалий выделяют локальные аномалии ΔT более высокого порядка напряженностью до 1500 нТл. Они приурочены в основном к водоразделам, сложенным дунит-пегматитами с магнитной восприимчивостью до $(1790 \pm 3150) \cdot 10^{-5}$, ареалы распространения которых также тяготеют к наиболее высоким гипсометрическим уровням. По данным повысотных аэромагнитных съемок, вертикальная протяженность скопления тел дунит-пегматитов оценивается в первые сотни метров.

Форма и размер массива в вертикальном разрезе определены по комп-

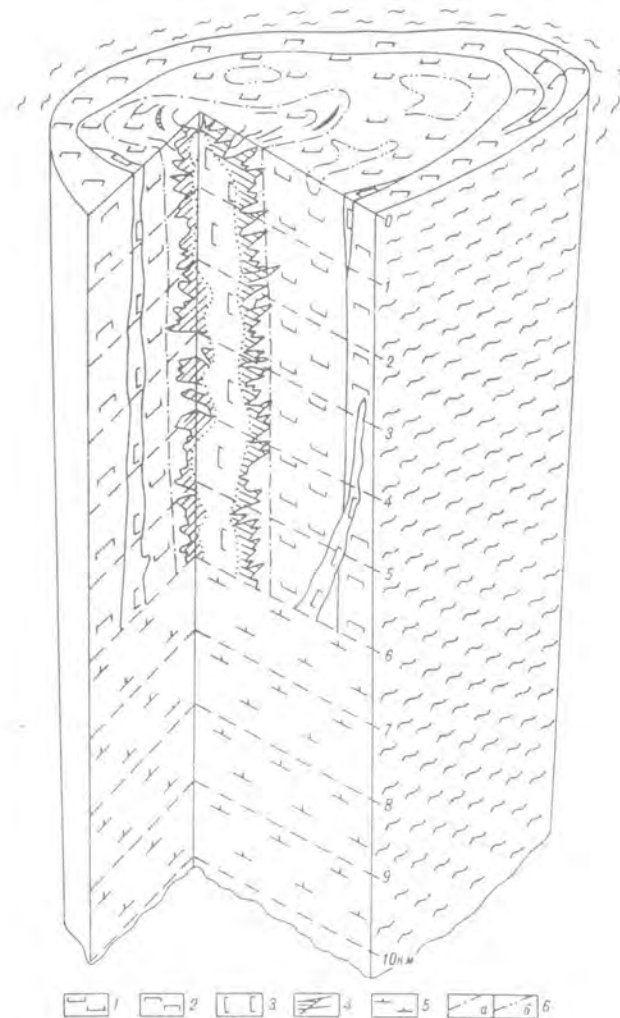


Рис. 10. Блок-диаграмма строения Кондерского массива

1 — дуниты; 2 — клинопироксениты; 3 — косцыниты; 4 — щелочные метасоматиты; 5 — метасоматиты не установленного состава; 6 — контуры; а — штокверк щелочных метасоматитов, б — ареалов распространения тел дунит-пегматитов

ару геологических и геофизических данных. Проведено, в частности, моделирование структуры массива с использованием пакета программ для решения прямых задач грави- и магнитометрии, составленных П.П. Битером. Исходными были материалы профильной гравиметрии, площадной повысотной аэромагнитной съемки на высотах 200, 1350, 2500, 4000 м, физические свойства горных пород, геологические данные.

Степень соответствия формальной модели реальной структуре массива оценивалась по сходимости расчетных и исходных геофизических полей. В

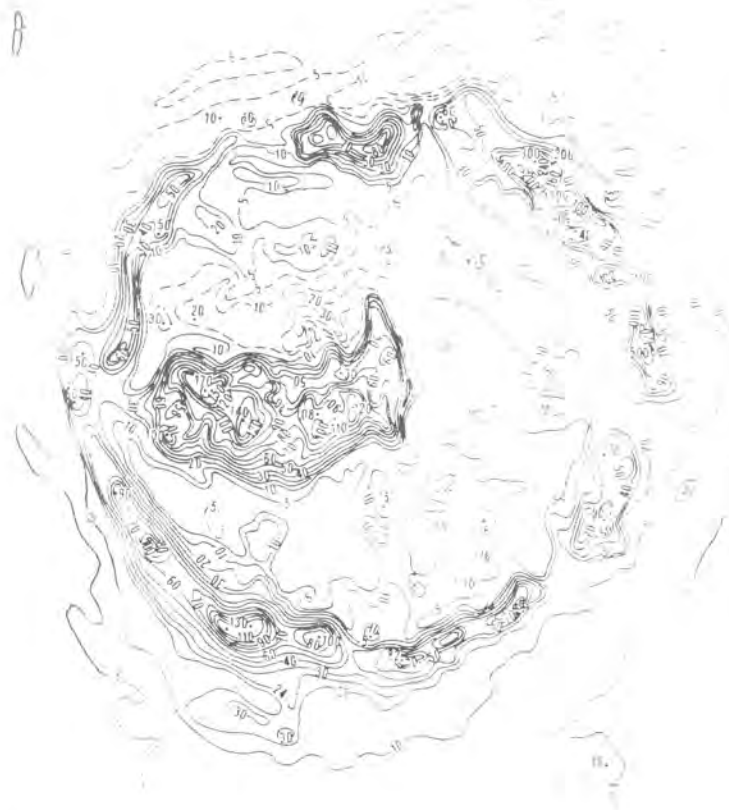


Рис. 11. Рассчитанный вариант магнитного поля над Кондерским массивом на высоту 200 м (пояснения см. в тексте)

Условные обозначения см. на рис. 9

итоге моделирования по данным профильной гравиметрии установлено, что в пределах заданной точности с наблюдаемым гравитационным полем практически полностью совпадает расчетное поле для трехмерного штокообразного тела с вертикальными размерами не менее 10 км при условии, что для моделирования используются реальные плотности пород составляющих массив и его обрамление, г/см³: роговиков — 2,7, вмещающих метаморфитов — 2,75, пироксенитов — 3,4, дунитов — 3,2, щелочных метасоматитов с титаномagnetитом — 3,65. Хорошего совпадения наблюдаемых и расчетных кривых Δg можно добиться и для моделей с меньшими вертикальными размерами (3 и даже 1,5 км) с крутыми контактами, но в этом случае приходится предполагать у пород составляющих массив, плотности, характерные для руд (4 г/см³ и более), что в действительности не установлено, но крайней мере, до глубины 0,8 км (глубина скв. 1).

Расчетные кривые для моделей с резко наклонной поверхностью контакта (лакколитов) (если варьировать сколько-нибудь реальными значениями плотности) даже приблизительно не совпадают с наблюдаемыми, т. е. форму лакколита массив иметь не может. Отсюда следует, что наиболее вероятная форма массива до глубины 10 км — концентрически зональный шток с вертикальными контактами (рис. 10). Необходимо отметить, что при установленном превышении плотности пород массива по отношению к плотности вмещающих пород (в среднем на 0,5 г/см³) увеличение размера массива по вертикали более чем на 10 км не дает регистрируемого изменения расчетной кривой Δg .

Не исключено, что протяженность массива на глубину существенно больше 10 км. В результате усложнения модели, полученной по гравиметрии, по материалам повысотных аэромагнитных съемок в пределах штока выделены магнитоактивные тела второго порядка с вертикальными размерами от первых сотен метров до 6 км. В частности, установлено, что тело косьвитов, вскрытое скв. 1 в западной части массива, и тела косьвитов на северо-западной и южной окраинах массива имеют размеры по вертикали не менее 6 км. Поскольку по плотности дуниты и косьвиты различаются слабо, а по данным повысотной аэромагнитной съемки на глубинах свыше 6 км магнитоактивные тела второго порядка не выделяются, в модели (см. рис. 10) на глубине более 6 км показаны ультраосновные породы не установленного состава. От изображенной на рис. 10 модели были рассчитаны площадные варианты магнитного поля (на высоту 1350 и 3400 м), которые почти совпали с картами ΔT , полученными при повысотных съемках, что свидетельствует о высокой достоверности модели (рис. 11). Установленная по геофизическим материалам штокообразная форма массива подтверждается при изучении в коренном залегании его контактов с вмещающими породами. На склонах водоразделов поверхности контактов имеют, как правило, периклинальное падение под углом $\sim 60^\circ$, но в русле ручья Кондер на северной периферии массива контакты последнего имеют субвертикальное падение с наклоном $85-90^\circ$ к его центру. Это позволяет предположить, что на уровне современного эрозионного среза наблюдается куполовидное замыкание кровли массива.

ТЕКТОНИКА КОНДЕРСКОГО МАССИВА

В пределах Кондерского массива и его ближайшего обрамления выделяются четыре вещественных комплекса: архейский, раннепротерозойский, среднерифейский и мезозойский¹. В породах этих различающихся по составу и времени формирования комплексов отмечаются дислокации только кольцевого структурного плана. Признаки дислокаций какого-либо иного структурного плана независимого от концентрически зонального строения массива отсутствуют. Отсюда следует, что все наблюдаемые на современном уровне эрозионного среза пикативные и

¹ На рассмотрении исключены рыхлые неоген-четвертичные отложения.

дизъюнктивные структурные формы связаны (по крайней мере парагенетически) со становлением Кондерского массива.

Как отмечалось выше, формирование современной структуры осуществлялось в два этапа: в раннем протерозое произошло внедрение пород кондерского, а в мезозое — алданского интрузивного комплекса. Соответственно в районе массива выделены пликативные дислокации двух структурных парагенезисов (СПГ) — раннепротерозойского и мезозойского, причем "носителями" этих дислокаций являются более древние образования (архейские и рифейские). Последнее обстоятельство не позволяет "привязать" отдельные структурные формы к определенным вещественным комплексам (ассоциациям формаций) и соответственно выделить структурно-вещественные (структурно-формационные) комплексы. Разрывные нарушения, играющие важную роль в строении района, являющиеся в основном элементами мезозойского СПГ, так как разломы, заложенные в раннем протерозое, были в мезозое переработаны: частью затухли, а в основном обновлены. Поэтому на уровне современного эрозионного среза они практически не "просвечивают" сквозь структурный рисунок, созданный структурными формами мезозойского СПГ.

Пликативные дислокации раннепротерозойского СПГ проявлены в породах архейского вещественного комплекса, сложенного гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, кальцифирами и залегающими согласно с ним гнейсовидными плагиогранитами. Эти породы обнажаются по обрамлению массива в кольцевой полосе шириной в среднем 250—500 м. На северном фланге ширина их выхода достигает 900 м, а на восточном они присутствуют только в виде ксенолитов среди более молодых магматических метасоматических образований. Судя по вещественному составу и структурным особенностям, перечисленные породы являются фрагментами древнейших комплексов кристаллического фундамента Сибирской платформы. Однако в них обнаружены пликативные дислокации только кольцевого структурного плана. Особенно наглядно подчеркивают такой характер дислокаций маркирующие пласты мраморов и кальцифиров. Они согласно залегают среди гнейсов и сланцев и образуют почти непрерывное кольцо вокруг массива (см. рис. 2).

Породы архейского комплекса практически повсеместно имеют центриклинальное падение под углами 40—80° (рис. 12). Характерно, что полосчатость в них всюду параллельна слоистости. Не являются исключением и согласно залегающие тела гнейсовидных плагиогранитов, гнейсовидность в которых также параллельна слоистости во вмещающих метаморфитах. Таким образом, структура, образованная в метаморфических породах, имеет вид кольцевой моноклинали, своеобразной воронки. Однако на северном обрамлении массива породы архейского комплекса образуют опрокинутую складку, фрагмент которой наблюдается в обнажениях по левому и правому бортам ручья Кондер. Размах крыльев этой антиклинали установить невозможно; ее северное крыло срезано разрывом, за которым обнажаются рифейские отложения, а южное крыло интродуцировано породами алданского комплекса. Осевая поверхность антиклинали падает к центру массива под углами 75—85°. К осевой

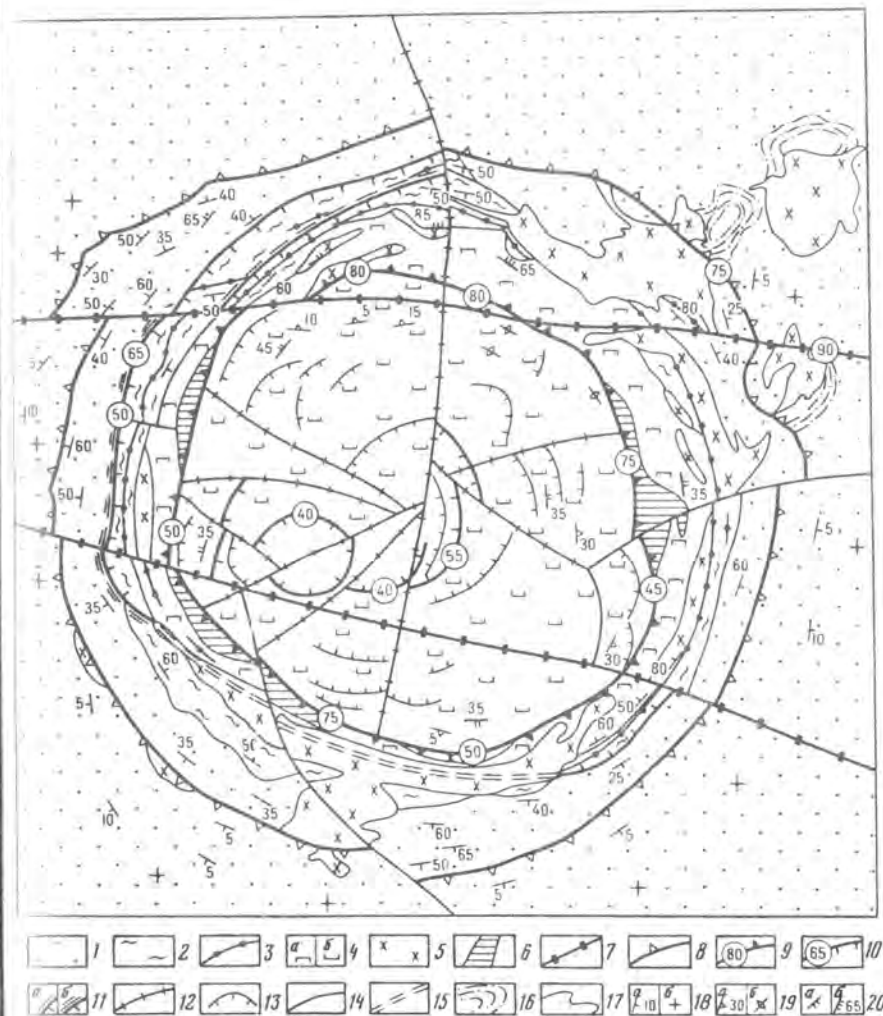


Рис. 12. Тектоническая схема Кондерского массива и его обрамления.

осадочные отложения чехла; 2 — метаморфические породы фундамента; 3 — маркирующие пласты мраморов и кальцифиров; 4 — ультраосновные породы кондерского комплекса; 5 — дуниты; 6 — тела пироксенитов; 7 — разрывы первого порядка субширотные; 8—12 — разрывы второго порядка (зубцы и стрелы указывают направление падения сместителя, цифры в кружках — величина угла падения); 13 — разрывы третьего порядка центриклинальные; 14 — прочие разрывные нарушения; 15 — зона полосчатых текстур в габбро; 16 — субгоризонтальные зоны трещиноватости; 17 — геологические границы; 18 — залегание пластов: а — наклонное, б — горизонтальное; 19 — залегание отдельности: а — наклонное, б — горизонтальное; 20 — залегание даек, маркирующих периклиналильные разрывы третьего порядка: а — в дунитах, б — в ксенолитах.

поверхности приурочен разрыв, ориентировка которого в целом совпадает с простиранием метаморфических пород. На правом борту ручья зона разрыва выполнена катаклазитами, а на левом — "залечена" дайкой монциоритов. Кроме этого, в наиболее мощных пластах карбонатных пород имеются мелкие изоклинальные складки с размахом крыльев 1—20 см. По мнению М.А. Богомолова [10], их появление в карбонатных породах связано с "перетеканием" пластичной карбонатной массы при внедрении дунитового штока. В окружающих гнейсах нет признаков подобной мелкой складчатости (гофрировки). Наличие опрокинутой антиклинальной складки на северном обрамлении массива позволяет предположить, что повсеместно наблюдаемая кольцевая моноклинал является внутренним крылом кольцевой антиклинали, сформированной в породах фундамента вокруг Кондерского массива. Предполагаемый механизм формирования кольцевой антиклинали изложен ниже.

Пликативные дислокации мезозойского СПГ проявлены в породах рифейского вещественного комплекса. Последний представлен песчаниками и алевролитами, которые слагают верхнюю часть внутренних склонов, водораздел и внешние склоны кольцевого хребта. В кольцевой полосе шириной 500—800 м, в непосредственной близости от метаморфических пород, рифейские отложения имеют периклинальное (от центра массива) падение под углами 30—70°, в среднем около 50°. При переходе через внешний кольцевой периклинальный разлом углы падения резко уменьшаются до 5—10°. На расстоянии 300—500 м от зоны внешнего периклинального разлома залегание рифейских отложений становится практически горизонтальным.

Разрывные нарушения в районе Кондерской структуры подразделяются в зависимости от ранга на четыре группы.

К разрывным нарушениям первого ранга, или порядка, относятся прежде всего два субширотных разлома. Один из них (северный) проходит по долинам ручьев Двуглавый и Трехглавый, а второй (южный) — по истокам ручья Левый Аномальный через водоразделы Аномальный—Трезубец и Трезубец—Южный в истоки ручья Левый Бегун. Эти нарушения, рассматриваемые в составе зоны Кондеро-Нетского глубинного разлома, разделяют Кондерскую структуру на три блока — северный, центральный и южный. Амплитуда смещения северного блока относительно центрального составляет 200—300 м (определено по смещению разрывом пласта карбонатных пород, падающего под углом 55° к центру массива и сдвинутого по горизонтали на 400 м и по вертикали на 150 м). Центральный блок приподнят относительно южного примерно на 150 м.

Падение обоих разломов субвертикальное. Строение одного из них (северного) изучено в горных выработках в истоках ручья Голубого. Здесь в зоне нарушения мощностью до 6 м залегают черные роговики по алевролитам, раздробленные в листоватые и остроугольные мелкие обломки, сцементированные темно-коричневыми лимонитовыми охрами. Эти обломки в зоне разрыва ориентированы субвертикально, а за зоной разлома плитчатость, параллельная слоистости, — субгоризонтальная. Контакт зоны дробления с алевролитами вертикальный с простиранием

Характерно, что при удалении от массива амплитуда смещения по субширотным разрывам довольно быстро убывает. Кроме двух основных разрывов, в окрестностях массива отмечаются еще несколько более мелких тектонических нарушений субширотного и северо-западного простираний, вероятно, входящих в систему Кондеро-Нетского глубинного разлома.

К разрывным нарушениям второго порядка относятся кольцевые периклинальные, центриклинальные и радиальные разломы, заложение которых связано с формированием собственно Кондерской структуры.

Периклинальные разломы сосредоточены по периферии массива и его обрамлению. Наиболее крупный из них окаймляет массив на расстоянии 1—1 км от его контактов с вмещающими рифейскими толщами. Он представляет собой кольцо, разорванное в нескольких местах субширотными и северо-западными разрывами. По данным дешифрирования аэрофотоснимков, на которых разлом хорошо проявлен, а также при вскрытии зоны нарушения горными выработками (истоки ручья Голубого) установлено падение сместителя под углами 50—70° от центра массива. Мощность зоны разрыва составляет примерно 7 м, ее строение в целом аналогично строению северного субширотного разрыва, однако падение листоватых обломков роговиков в основном периклинальное под углом 70°, местами наблюдается и его субвертикальное падение с веерообразным отклонением от вертикальной оси в разные стороны. К зоне разлома во многих местах пространными ориентированы интрузии вулканогенной и второй фазы монцитонитовой серии. Амплитуда вертикальных перемещений по данному разрыву очень незначительна, он является местом излома рифейских отложений при продвижении дунитового штока вверх. Как отмечено выше, этот разрыв разделяет участки с резко различным залеганием рифейских отложений. Породы, залегающие во внутреннем кольце, т. е. окаймленные данным разрывом, падают от центра массива в среднем под углом 50°, а при переходе через разрыв их залегание становится субгоризонтальным.

Внутренний периклинальный разлом располагается на расстоянии примерно 3 км от центра массива. Он отделяет дунитовый шток от обрамляющих его тел клинопироксенитов, косьвитов и габбро. На местности зона нарушений выражена кольцеобразной цепочкой седловин и дугообразными участками долин водотоков в их верхнем течении. Соответственно он хорошо дешифрируется на аэро- и космоснимках, топографических картах, а также на картах ΔT , поскольку разделяет породы с различными магнитными свойствами. Разлом вскрыт канавами во многих местах. Практически повсеместно зона разрыва выполнена интенсивно трещиноватыми оливин-диопсидовыми метасоматитами, ширина выхода которых колеблется от 0,1—0,2 до 250—300 м. Иногда мелкозернистые дуниты на контакте с метасоматитами интенсивно раздроблены, а местами (на водоразделах Правый Бегун—Трехглавый, Левый Бегун—Южный и т. д.) растерты в рыхлую тектоническую глину. Зоны дробления и милонитизации имеют падение от центра массива под углами от 45 до 80°, в среднем около 70°. Контакты оливин-диопсидовых метасоматитов с дунитами и клинопироксенитами обычно постепенные,

поэтому определить их ориентировку довольно сложно, однако наблюдается отчетливая тенденция к периклинальному падению.

В целом внутренний периклинальный разлом представляет собой зону мощностью от первых метров до 300 м, которая практически полностью (до 90% мощности) выполнена интенсивно трещиноватыми оливин-диопсидовыми матасоматитами. Внутренняя ее часть обычно сложена сильно трещиноватыми брекчированными дунитами, среди которых встречаются участки тектонических глин. Амплитуду и знак смещения по этому разлому зона хрупких деформаций на контакте метаморфических и осадочных образований могла смениться зоной пластичных деформаций в фиксировавшей длительно развивающуюся ослабленную зону. Подвижки пород происходили и после становления тел оливин-диопсидовых метасоматитов.

К центриклинальным разрывам второго порядка относится в первую очередь кольцевой взброс, по которому почти повсеместно контактируют породы архейского и рифейского комплексов. Взброс располагается на расстоянии примерно 3,5 км от центра массива, между внутренним периклинальным разломом. Наиболее четко он выражен в центральном блоке по западному обрамлению массива. Здесь он представляет собой зоны катаклаза и милонитизации мощностью от 80 до 150 м. Катаклазиты и милониты, как правило, перекристаллизованы в биотитовые, биотит-кварцевые и биотит-кварц-полевошпатовые тонкополосчатые породы. Падение полосчатости в милонитах направлено к центру массива под углами 70—85°. Аналогичную ориентировку имеют и контакты тектонитов с вмещающими породами. Реже в зоне разлома отмечаются рыхлые перемятые породы (например, на левобережье верхнего течения ручья Двуглавый) не затронутые процессами перекристаллизации.

В западном сегменте северного блока центриклинальный взброс разделяется на два параллельных более мелких разлома с такой же ориентировкой. Один из них проходит по контакту между архейскими и рифейскими породами, а второй расположен среди метаморфитов. В южном блоке зона милонитизации "упирается" на западе в габброидное тело и продолжается в нем в виде дуговой зоны такситовых, полосчатых текстур мощностью от 20 до 150 м и протяженностью до 5 км. На восточном окончании тела зона полосчатых текстур вновь сменяется зоной тектонитов по контакту метаморфических и осадочных пород и протягивается на 3,5 км к северу. Далее, в северной части центрального блока и в восточном секторе северного блока, центриклинальный взброс "залечен" крупными интрузиями монцонитоидов и как самостоятельный тектонический элемент не выражен. Сложное строение зоны разлома, ее большая мощность, меняющаяся на различных отрезках, вещественное наполнение свидетельствуют о значительной амплитуде вертикального перемещения по данному взбросу. Ближайшие от массива выходы архейских метаморфических пород в истоках ручья Берая находятся на гипсометрических отметках 700—750 м, примерно на таком же уровне они были вскрыты скважиной в 13 км севернее массива, однако по обрамлению последнего они залегают на высотах до 1100—1150 м. Отсюда следует, что дунитовый штوك вместе со "спаянным" с ним кольцевым блоком вмещающих

метаморфических пород был перемещен вверх по центриклинальному кольцевому разрыву не менее чем на 400—500 м. Устанавливается и время перемещения: поскольку зона милонитизации в южном блоке продолжается в габброидах в виде зоны полосчатых текстур, можно предположить, что перемещение по разрыву происходило в основном при внедрении пород первой фазы монцонитоидной серии габбро и косьвитов. Только при узком и одновременном внедрении габброидов и перемещениях пород по разлому зона хрупких деформаций на контакте метаморфических и осадочных образований могла смениться зоной пластичных деформаций в фиксировавшей длительно развивающуюся ослабленную зону. Подвижки пород происходили и после становления тел оливин-диопсидовых метасоматитов по нему и во время внедрения пород второй фазы монцонитоидной серии.

С некоторой долей условности к центриклинальным разрывам второго порядка отнесена также серия кулисообразно расположенных дуговых разрывов, находящихся в центральной и западной частях массива. В совокупности данные разрывы или некоторые их фрагменты оконтуривают поле развития щелочных метасоматитов (см. рис. 12). На большей части своего протяжения они фиксируются на дневной поверхности в виде трещин, выполненных жилами щелочных метасоматитов и имеющие центриклинальное падение под углами 40—60°. Признаки смещения по этим трещинам отсутствуют. Следует, однако, отметить, что в целом все поле щелочных метасоматитов представляет собой интенсивно трещиноватые породы с преобладающим центриклинальным падением наиболее крупных трещин. Трещины выполнены жилами и прожилками метасоматитов. Таким образом, разрывные нарушения, оконтуривающие поле развития метасоматитов, по строению и вещественному наполнению не отличаются от многочисленных трещин, находящихся в пределах этого поля и выполненных метасоматитами. Но учитывая, что эти разломы разделяют участки с различным геологическим строением (при переходе через них количество жил и прожилков метасоматитов в дунитах резко падает с 20—40 об.% до 2—3 об.%), а также довольно четкую их приуроченность к элементам рельефа, их можно отнести к разломам второго порядка.

Кроме периклинальных и центриклинальных разломов, в пределах массива имеются крутопадающие (80—90°) разрывные нарушения, расположенные в первом приближении по радиусам структуры — радиальные разломы. Они хорошо выражены в рельефе приуроченными к ним прямолинейными долинами водотоков, которые всеорасходятся от центра массива к его периферии. Радиальные разломы изучены во многих местах по горным выработкам. Отмечено, что в этих зонах, на различных интервалах, постоянно отмечаются жилы щелочных метасоматитов и жилы косьвитов различной протяженности.

Повсеместно в долинах водотоков отмечается линейная кора выветривания вертикальной мощностью от 5—10 м в истоках и до 90 м — в центральной части массива, в месте слияния ручьев. Ширина выхода

выветрелых пород также увеличивается от истоков ручьев к их устьям, в центральной части массива кора выветривания становится линейно-площадной. Приуроченность коры выветривания к долинам ручьев однозначно свидетельствует о наличии в зонах разрывов, которые фиксируются на дневной поверхности долинами водотоков, мощных зон трещиноватости и дробления. Увеличение же мощности коры выветривания при приближении к центру массива указывает, что амплитуда смещения по разломам увеличивалась в направлении от периферии массива к его центру. На это указывает и быстрое угасание нарушения на периферии массива в клинопироксенитах, а во вмещающих породах они практически не проявлены. Наличие коры выветривания, т. е. разложенных до песка, а местами до глины коренных пород, в зонах радиальных разрывов не позволяет описать находившийся здесь ранее тектонический материал. Лишь вблизи правого борта долины ручья Кондер, на интервале между устьями ручьев Аппендикс и Трехглавый, глубокими (более 6 м) траншеями вскрыта зона интенсивного дробления и ожелезнения дунитах.

К разрывам третьего порядка отнесены многочисленные кольцевые (периклиналильные и центриклиналильные) нарушения, локализованные в основном в породах массива, но встречающиеся и на его обрамлении. Периклиналильные разрывы фиксируются многочисленными дайками сиенитов, падающими, как правило, от центра массива под углами $30-85^\circ$ (в среднем $50-60^\circ$). Они сосредоточены главным образом в кольцевой полосе, ограниченной изнутри окружностью радиусом $\sim 1,5$ км, проведенной из центра массива, а извне — внешними контактами последнего. Протяженность даек составляет $10-15$ м, редко десятки, в единичных случаях первые сотни метров; мощность даек до 50 м. Такого рода дайки реже встречаются в архейских метаморфических породах и в центральной части массива. В рифейских отложениях на обрамлении массива встречены дайки эксплозивных брекчий и туфов риолитового состава, имеющих падение, как правило, от центра массива под углами $70-85^\circ$. Зоны дробления и метасоматической деятельности в связи с этими дайками не отмечены. Отсюда можно заключить, что периклиналильные разрывы третьего порядка представляют собой трещины отрыва без смещений по ним, частично заполненные магматическими породами.

Центриклиналильные разрывы третьего порядка являются наиболее распространенным типом разрывных нарушений в пределах массива. К ним относятся уже упоминавшиеся многочисленные трещины, выполненные щелочными метасоматитами в центральной и западной частях массива. Кроме того, в пределах дунитового штока во всех без исключения седловинах и перегибах склонов, а нередко и независимо от отрицательных форм рельефа отмечаются интенсивно трещиноватые и дробленые породы, обычно пронизанные сетью переплетающихся прожилков сунгулит-вермикулитового состава. Ширина зон трещиноватости и дробления колеблется от $1-2$ м до десятков метров. Ориентировка большинства сунгулит-вермикулитовых прожилков в них обычно беспорядочна, но наиболее мощные ($10-30$ см) прожилки всегда наклонены к центру массива под углом $40-60^\circ$. К этим же мощным прожилкам часто

приурочены хорошо выраженные зеркала скольжения, имеющие аналогичную ориентировку.

Кроме сунгулит-вермикулитовых прожилков, в зонах центриклиналильных разрывов часто встречаются жилы щелочных метасоматитов и дайки сиенитов. Иногда зоны дробления не сопровождаются дайками магматических пород и метасоматическими изменениями. Однако в зонах всех центриклиналильных разломов всегда отмечается более интенсивное выветривание, приводящее местами к формированию линейной коры выветривания. В разной степени проявленные разрывы описанного типа наблюдаются в пределах массива повсеместно, однако при приближении к центру количество разрывов увеличивается, растет также мощность зон, выполненных тектонитами и жилами метасоматитов. Это свидетельствует, что вблизи центра массива амплитуда смещений была максимальной.

Центриклиналильные разломы в совокупности с радиальными делят массив на ряд секториальных блоков, смещенных относительно друг друга по вертикали, а, возможно, и по горизонтали. Острая часть сектора, находящаяся ближе к центру массива, обычно наиболее опущена. Однако определить амплитуду смещений по отдельным центриклиналильным разломам очень сложно, так как по ним перемещаются породы одного и того же состава (обычно дуниты). К тому же, судя по огромному числу разновеликих центриклиналильных разломов, образующих густую (постепенно редющую по направлению к периферии массива), концентрически расположенную глубоко эшелонированную сеть, смещения не концентрировались на каких-то определенных линиях, а рассеивались по всей площади массива, убывая к его периферии. Однако и совокупную амплитуду перемещения по центриклиналильным нарушениям установить сложно. Ориентироваться при этом можно только на разницу в гипсометрических уровнях наиболее высоких отметок на отрогах, сложенных дунитами, и самых низких — в центральной котловине (примерно $400-500$ м), однако неизвестен вклад эрозии в эту разницу.

К разрывам четвертого порядка можно отнести субгоризонтальные, либо наклоненные и реже — крутопадающие трещины отдельности, в совокупности обуславливающие плитчатую и местами скорлуповатую отдельность дунитов. В центральной части массива они залегают горизонтально, а с приближением к контактам массива углы падения увеличиваются до $5-10$ и даже 25° с наклоном в сторону контакта. Эти трещины, видимо, отражают куполовидную структуру кровли массива. Мощности субгоризонтальных трещин увеличиваются при приближении к дневной поверхности от долей миллиметра на глубине $90-120$ м до $1-1,5$ м, что хорошо видно по керну скважин. Субгоризонтальные трещины либо зияющие, либо заполнены гипергенными минералами: монтмориллонитом, вермикулитом, гидрослюдами, гидроокислами железа. Наличие субгоризонтальных трещин в дунитовом штоке свидетельствует о том, что он испытывал нагрузку (давление) в вертикальном направлении, а описанная выше ориентировка этих трещин говорит о близости ранее существовавшей кровли к современному эрозионному срезу.

Кроме описанной выше, в дунитах существует еще две системы

отдельности: внутренняя (собственная) и внешняя (наложенная). Трещины отдельности первой группы хорошо выражены внутри секториальных блоков. Среди них установлены следующие системы: радиальная и две кольцевые (периклиналиная и центриклинальная) с углами падения 40—80°. Наиболее простая картина наблюдается вблизи контакта с пироксенитами. Здесь в дунитах фиксируются радиальная и центриклинальная системы трещин отдельности. Примерно такие же системы трещин отдельности — и в пироксенитах. Ближе к центральной части дунитового тела к ним добавляется периклиналиная система. Ко второй группе относятся трещины, связанные с региональной системой разрывных нарушений. Отчетливо выражены субмеридиональные и субширотные системы с углами 60—80°. Выделенные системы трещин в породах ядра Кондерского массива (радиальные, периклиналиные, центриклинальные) могут быть отождествлены с продольными, поперечными, послойными и диагональными трещинами, характерными для магматических пород. Они дают вполне определенное представление об элементах прототектоники дунит-пироксенитового ядра массива. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

ГЛАВА 2

ПЕТРОГРАФИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА

Более подробное петрографическое описание пород, составляющих Кондерский массив, имеется во многих публикациях, посвященных рассмотрению различных аспектов его геологии и петрологии. В этой главе основное внимание уделяется детальному петрографическому описанию ультраосновных пород, занимающих ключевое положение в составе и строении массива. Особый интерес представляют структуры рассматриваемых пород, являющиеся, по существу, важнейшим диагностическим признаком их происхождения. Использование методов петроструктурных исследований дало возможность получить достаточно полное представление о процессах формирования пород ядерной части массива (дуниты, пироксениты), природа которых в настоящее время является предметом серьезного научного обсуждения.

ДУНИТЫ

Общая характеристика

Дуниты составляют значительную по площади ядерную часть Кондерского массива. С ними связаны коренные и россыпные рудопроявления платиноидов и хромитов. Закономерности формирования и пространственное положение скоплений этих минералов обусловлены процессами зарождения, становления и изменения дунитов.

Макроскопически дуниты представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые, частью порфировидные, породы с массивной текстурой. Вблизи дневной поверхности до 10—30% объема пород занимает серпентин, с глубиной его содержание снижается, а на отметках 400—450 м от дневной поверхности и ниже серпентинизация практически не проявлена.

В составе дунитов преобладает оливин (85—98%), в значительных количествах присутствует хромшпинелид и очень редко — клинопироксен. Кроме хромшпинелидов, в дунитах установлены несколько разновидностей титаномагнетита, ильменит, пирит, халькопирит, пирротин, никеллин. Содержание титаномагнетита достигает 1%, остальные перечисленные минералы присутствуют в единичных зернах. В дунит-пегматитах, кроме названных минералов, отмечены пентландит, марказит, а также самородные Zn, Cu, Pb и Sb.

В ряде работ последних лет [2—5] отмечается широкое развитие оливинитов вдоль эндоконтакта дунитового тела. Обычно под оливинитами понимаются полнокристаллические породы, состоящие из оливина и варьирующего количества рудного минерала (до 10%): магнетита или титаномагнетита в отличие от дунита, для которого характерен хромшпинелид [29]. При изучении химического состава рудных аксессуаров из большой коллекции ультраосновных пород массива не удалось обнаружить пара-

отдельности: внутренняя (собственная) и внешняя (наложенная). Трещины отдельности первой группы хорошо выражены внутри секториальных блоков. Среди них установлены следующие системы: радиальная и две кольцевые (периклиналиная и центриклинальная) с углами падения 40—80°. Наиболее простая картина наблюдается вблизи контакта с пироксенитами. Здесь в дунитах фиксируются радиальная и центриклинальная системы трещин отдельности. Примерно такие же системы трещин отдельности — и в пироксенитах. Ближе к центральной части дунитового тела к ним добавляется периклиналиная система. Ко второй группе относятся трещины, связанные с региональной системой разрывных нарушений. Отчетливо выражены субмеридиональные и субширотные системы с углами 60—80°. Выделенные системы трещин в породах ядра Кондерского массива (радиальные, периклиналиные, центриклинальные) могут быть отождествлены с продольными, поперечными, послойными и диагональными трещинами, характерными для магматических пород. Они дают вполне определенное представление об элементах прототектоники дунит-пироксенитового ядра массива. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

ГЛАВА 2

ПЕТРОГРАФИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА

Общее петрографическое описание пород, составляющих Кондерский массив, имеется во многих публикациях, посвященных рассмотрению различных аспектов его геологии и петрологии. В этой главе основное внимание будет уделено детальному петрографическому описанию ультраосновных пород, занимающих ключевое положение в составе и строении массива. Особый интерес представляют структуры рассматриваемых пород, являющиеся, по существу, важнейшим диагностическим признаком их происхождения. Использование методов петроструктурных исследований дало возможность получить достаточно полное представление о процессах становления пород ядерной части массива (дуниты, пироксениты), природа которых в настоящее время является предметом серьезного научного обсуждения.

ДУНИТЫ

Общая характеристика

Дуниты составляют значительную по площади ядерную часть Кондерского массива. С ними связаны коренные и россыпные рудопроявления платиноидов и хромитов. Закономерности формирования и пространственное положение скоплений этих минералов обусловлены процессами зарождения, становления и изменения дунитов.

Макроскопически дуниты представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые, частью порфировидные, породы с массивной текстурой. Вблизи дневной поверхности до 10—30% объема пород занимает серпентин, с глубиной его содержание снижается, а на отметках 400—450 м от дневной поверхности и ниже серпентинизация практически не проявлена.

В составе дунитов преобладает оливин (85—98%), в значительных меньших количествах присутствует хромшпинелид и очень редко — клинопироксен. Кроме хромшпинелидов, в дунитах установлены несколько генераций титаномагнетита, ильменит, пирит, халькопирит, пирротин, ковеллин. Содержание титаномагнетита достигает 1%, остальные перечисленные минералы присутствуют в единичных зернах. В дунит-пегматитах, кроме названных минералов, отмечены пентландит, марказит, а также самородные Zn, Cu, Pb и Sb.

В ряде работ последних лет [2—5] отмечается широкое развитие оливинитов вдоль эндоконтакта дунитового тела. Обычно под оливинитами понимаются полнокристаллические породы, состоящие из оливина и варьирующего количества рудного минерала (до 10%): магнетита или титаномагнетита в отличие от дунита, для которого характерен хромшпинелид [79]. При изучении химического состава рудных аксессуаров из большой коллекции ультраосновных пород массива не удалось обнаружить пара-

гонозис оливина с магнетитом или титаномагнетитом. Лишь в некоторых породах (западный фланг ядра и ряд образцов дунит-пегматитов) акцессорный минерал отвечает хромистому магнетиту ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 15$ вес. %).

Микроскопическое изучение слабосерпентинизированных дунитов Кондерского массива показало значительное разнообразие размеров и форм зерен оливина, и в меньшей степени хромшпинелида. Отчетливо различаются структуры дунитов центральной и краевых частей, причем среди тех и других можно выделить несколько разновидностей. Существуют различные подходы при выделении структурных типов дунитов. Так, основываясь на форме и размерах акцессорных хромшпинелидов, были выделены в Нижнетагильском массиве следующие типы дунитов: протодуниты, квазидуниты, перекристаллизованные дуниты и дунит-пегматиты [42]. Для дунитов Кондерского массива такой подход вряд ли можно считать приемлемым, поскольку достаточно часто на небольших участках, сложенных однородным оливиновым агрегатом, форма, размер и количество хромшпинелида существенно варьируют. И наоборот, наиболее устойчивыми или типоморфными признаками пород является форма и размеры оливиновых зерен, через комбинацию которых можно описать практически все разновидности дунитов Кондерского массива.

По периферии дунитового тела встречаются в основном мелкозернистые, а также неравномернозернистые "порфировидные" породы. Последние развиты преимущественно в западной части массива. Оливин в них представлен ксеноморфными зернами сложной конфигурации (0,3—1 см), нередко прорастающими друг в друга. В оливинах наблюдается двойниковое строение, много закономерно ориентированных микровключений рудной и силикатной фаз. Промежутки между ними выполняют более мелкие изометричные зерна оливина. Идиоморфные зерна хромшпинелидов (0,3—2 мм) располагаются в интерстициях, а также в виде включений в крупных зернах оливина. В пределах северного, южного и юго-восточного флангов, вблизи контакта с пироксенитами, обнажаются дуниты с гранобластовой структурой. Эти породы представляют собой плотный агрегат изометричных или слабоудлиненных оливиновых зерен (0,2—0,7 см), иногда с хорошей огранкой. Границы зерен приближаются к прямолинейным, часто наблюдается тройное сочленение зерен с углом $\sim 120^\circ$. Округло-изометричные зерна хромшпинелидов (0,2—0,5 мм) располагаются в интерстициях, а наиболее мелкие (0,1 мм) — внутри зерен оливина. В центральной части ядра широко развиты среднезернистые разновидности дунитов. Границы между зернами оливина (0,7—0,8 см) прямолинейны или плавно искривлены. В оливинах постоянно наблюдаются полосы сброса, а микровключения клинопироксена и магнетита отмечены только в отдельных зернах. Во многих образцах этих пород зерна оливина имеют отчетливую линейную и плоскостную ориентировку. Форма мелких (0,1—0,5 мм) зерен хромшпинелидов идиоморфная, а более крупных (до 1 см) — ксеноморфная.

Крупнозернистые породы также сосредоточены в центральной части дунитового тела. Они представлены двумя разновидностями. Одна из них — грубозернистые дуниты или дунит-пегматиты. В призматических зернах оливина (до 1,5 см) отмечается грубая спайность по (010). Широко

развиты тонкопластинчатые и дендритовидные минеральные микровключения. Крупные ксеноморфные зерна феррихромшпинелидов (3—12 мм) располагаются группами в интерстициях между зернами оливина. Данные породы распространены ограниченно. Небольшое тело дунит-пегматитов мощностью ~ 70 м было обнаружено в обнажении по ручью Кондер.

Ко второй, более распространенной, разновидности крупнозернистых пород относятся "порфировидные" дуниты. Их отличительная особенность — блочный характер оливиновых зерен (0,3—1,6 см), возникший за счет их расщепления вдоль тонкой спайности (100). Форма зерен преимущественно пластинчатая. В крупных индивидах оливина микровключения магнетита и клинопироксена сосредоточены преимущественно в центральных частях, заметно убывая к периферии. С ними ассоциируют более мелкие зерна, как правило, лишенные таких микровключений. Скопления ксеноморфных зерен хромшпинелидов (2—8 мм) приурочены к участкам развития мелкозернистого оливинового агрегата.

Во многих изученных образцах дунитов массива в большей или меньшей степени присутствуют зерна оливинов двух генераций: субидиоморфные кристаллы, слагающие основной каркас пород, и ксеноморфные зерна, расположенные в промежутках между ними. Подобные структуры, получившие название кумулятивных, свойственны породам расслоенных основных и ультраосновных комплексов [56]. Кристаллы оливина с собственной огранкой (минералы кумуласа) часто характеризуются отчетливой линией и плоскостной ориентировкой.

Поскольку дуниты являются анхимономинеральными породами, наибольший интерес представляет процесс вторичного дорастания кристаллов кумуласа материалом такого же состава за счет интерстициального расплава, получившего название адкумулятивного роста. В зависимости от количественных соотношений примокристов и зон адкумулятивного роста выделяются ортокумулятивные, мезокумулятивные и адкумулятивные породы [97]. Судя по результатам экспериментов, проведенных для решения вопроса о вероятных количественных соотношениях между кристаллами осадка и интеркумулятивным материалом, в природе может существовать кристаллический осадок, содержащий более 60% кумулятивных кристаллов. За исключением отдельных благоприятных случаев, структурное изучение пород расслоенных серий позволяет лишь грубо отнести их к определенному типу кристаллического осадка — орто-, мезо- или адкумулатам [97]. Что же касается рассматриваемых дунитов, то оценить вероятные масштабы адкумулятивной кристаллизации очень сложно, поскольку отсутствуют четкие критерии определения содержания погребенной жидкости в таких породах.

Известны несколько точек зрения на происхождение дунитов Кондерского массива. Эти породы рассматриваются как продукты кристаллизации магматического расплава, правда без достаточной на то аргументации [7 и др.]. Существует мнение, что дуниты интрузий центрального типа (Кондер, Инагли и др.) являются платформенными аналогами формации альпинотипных гипербазитов складчатых областей [103]. В последнее время для объяснения происхождения пород массива, и в первую очередь дунитов, предложены модели порционного и(или) фракционного плавления

исходного мантийного субстрата — пиролита или гранатового перидотита, происходящего при медленном диабатическом подъеме мантийных диапиров [3].

Плавление поднимающегося мантийного диапира привело к образованию тугоплавкого остатка (дунитов) и комплементарного ему расплава, родоначального для пород клинопироксенит-габбровой серии. Предполагается, что формирование ядерной части массива сопровождалось высокотемпературным твердопластическим течением ультрабазитов.

Такие разноречивые представления о природе дунитов Кондерского массива, а также других подобных массивов (Инагли, Чад) связаны, на наш взгляд, с недостаточным вниманием исследователей к изучению структуры и текстуры этих пород.

Одним из наиболее информативных признаков при решении задач, связанных с выяснением природы горных пород, является степень упорядоченности их структуры, поскольку она контролируется ограниченным числом факторов. Для расшифровки элементов текстурной анизотропии горных пород обычно используют методы структурной геологии. Большую помощь в изучении первично-магматических текстур течения дает микроструктурный анализ. Особенно велико значение этого метода при исследовании пород, в которых отсутствуют макроскопически выраженные текстуры (полосчатость, трахитоидность и др.).

Закономерности ориентированности оливина в горных породах

В настоящее время методы структурной петрографии хорошо разработаны для широкого круга ультраосновных пород, принадлежащих различным магматическим формациям. Изучение структур и оптических ориентировок пороодообразующих минералов тектонизированных гипербазитов офиолитовых ассоциаций, ультраосновных ксенолитов из щелочных базальтов показало, что макроструктура таких пород и предпочтительная ориентировка внутренней структуры пороодообразующих минералов были сформированы в процессе пластического течения в твердом состоянии [25, 64]. Выделены структурные типы оливина, основного пороодообразующего минерала этих пород: протогранулярный, порфирикластический, мезокластический, лейстовый, мозаичный. Данный ряд структурных типов оливина является отражением структурной эволюции пород, которая заключается в последовательном разрушении зерен в результате возрастания степени деформации. Предпочтительная ориентировка зерен оливина при деформации до 30% обусловлена их внешним вращением с направлением скольжения, близким к оси сжатия (σ). С увеличением деформации (до 30—40%) доминирующим механизмом становится внутрикристаллическое скольжение с удлинением зерен, нормальным к σ . При деформации свыше 40% отмечается синтетектоническая рекристаллизация по границам деформированных зерен оливина.

К настоящему времени накоплен обширный экспериментальный материал по пластической деформации ультраосновных пород и исследованы механизмы пластической деформации оливина. Пластическое течение в этих породах может осуществляться различными механизмами: внутри-

Таблица 4. Ориентировка оливина в некоторых типах ультраосновных пород [119]

Порода	Местоположение	Форма зерен		Ориентировка
		уплощение	удлинение	
Хромитовый дунит	Шотландия	(010)	[001]	(010) S
Полосчатый перидотит	"	(010)	[001]	(010) S
Трециноватый дунит без полосчатости	Новая Зеландия	(010)	[001]	
Пироксен-оливиновая порода	То же	(010)	[001]	(010) S
То же	Южные Альпы		[001]	(010)
Полосчатый хромитсодержащий дунит	Малая Азия	(100)	[001]	(100) S (100) преимущественно S (011) S (001) с отклонением 30° от S

кристаллической трансляцией, динамической перекристаллизацией или сочетанием двух этих механизмов. Анализ экспериментальных данных показывает, что смена систем скольжения в оливине зависит в основном от температурных условий и в менее значительной степени — от скорости деформации [126]. При низких температурах (200—450°C) и скорости деформации (10^{-6} — 10^{-2} с⁻¹) преобладают системы (100) [110] [001]. В интервале температур от 450 до 950°C сохраняется система (110) [001]. При возрастании температуры и уменьшении скорости деформации происходит переход к системе {OK1} [100]. Дальнейшее увеличение температуры приводит к смене системы {OK1} на одну плоскость (010), а направление скольжения сохраняется прежним — [100].

При динамической рекристаллизации в образцах ультраосновных пород возникает мозаичная микроструктура, сформированная изометричными или слабоуплощенными зернами оливина, имеющими ровные трехчленные границы. В результате проведенных экспериментов установлено, что этот процесс начинается при скорости деформации 10^{-3} с⁻¹ и температурах 1050°C [126], т.е. приблизительно в области, где скольжение по системе (110) [001] в оливине сменяется скольжением по системе {OK1} (001). При динамической перекристаллизации новые зерна оливина приобретают предпочтительную ориентировку, при которой оси [001] и [100] концентрируются в плоскости уплощенности, а ось [010] располагаются параллельно направлению укорачивания.

Существует и постдинамическая перекристаллизация, например, возникающая в процессе обжига. В этом случае достаточно высокие температуры обеспечивают рекристаллизацию исходных деформированных зерен, в результате чего возникают новые, свободные от деформации, зерна. Вероятнее всего, существовавшая предпочтительная ориентировка нарушается в результате появления новых центров кристаллизации.

Методы структурного анализа менее широко используются для изучения ультраосновных пород гипабиссального (эффузивного) облика [39, 112]. Выявленная в образцах ориентировка зерен оливина по форме позволяет расшифровать магматические текстуры (планпараллельные и линейные) и установить их взаимосвязь с особенностями морфологии интрузивных камер. В табл. 4 показано, что оптическая ось Np оливина ориентируется перпендикулярно к полосчатости в породах, а две другие оси Nm и Ng образуют пояс, параллельный полосчатости. Такая ориентировка зерен оливина по форме определяется его габитусом: для него характерны следующие простые формы: (100), (010), (001), (110) и др. Наиболее хорошо развитая грань (010) совпадает с плоскостью полосчатости.

Р. Бразерс [112] изучал первичную ориентировку оливина, возникшую в результате ламинарного течения вмещающей среды на примере даек и вулканических потоков Новой Зеландии. Для даек оливиновых базальтов были получены микроструктурные узоры, где концентрация выходов оси перпендикулярна поясу, образованному выходами двух других осей. Была подчеркнута способность [100] полюсов замещать [010]. Причину такой замены этот исследователь объясняет соотношением величин граней на вращающихся кристаллах. Когда нормалью к поясу $Np - Ng$ выступает максимум оси Nm , лежащей в плоскости полосчатости, тогда это направление может рассматриваться как линейный элемент в плоскости течения, показывающий направление движения.

Если максимум выходов оси Np перпендикулярен пояскому узору осей Nm и Ng , то есть основание считать, что во время движения преобладал плоскостный элемент, так как ось Np перпендикулярна к поверхности (010), которая обычно обладает наиболее крупными гранями в пластинчатом облике оливина. Как показано на примере изучения ультраосновных интрузий севера Сибирской платформы, крупными максимумами выходов оси Np оливина четко отбиваются плоскости контакта интрузивной камеры [16].

Таким образом, ультраосновные породы различного генезиса, являющиеся "тектонитами течения" в жидкой или твердой средах, обладают определенной упорядоченностью петроструктурных узоров оливина. И. Тернер [130], детально изучавший микроструктуру оливиновых зерен во многих типах пород, пришел к выводу, что кристаллы оливина, взвешенные в лаве, не показывают предпочтительной ориентировки, т.е. простое гравитационное осаждение оливина не продуцирует ориентированных структур. Рассмотренные выше примеры охватывают практически все возможные геологические ситуации формирования ультраосновных пород. Это облегчает выбор и анализ альтернативных вариантов происхождения дунитов Кондерского массива.

Петроструктурный анализ дунитов

Чтобы получить целостное представление о механизмах формирования пород ультраосновного ряда Кондерского массива, было сконцентрировано внимание на решении двух основных вопросов: 1) тип структуры дунитов и характер ее изменения по площади массива; 2) степень упорядоченности

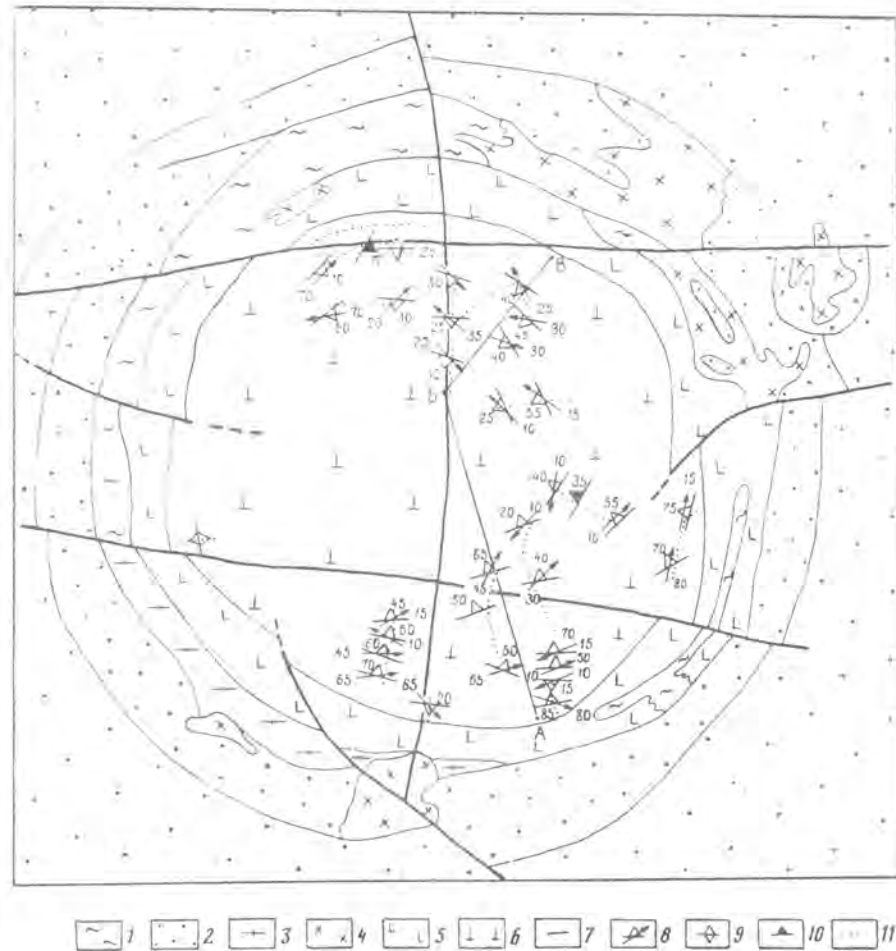


Рис. 13. Структурная схема дунитов Кондерского массива

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — осадочные породы; 3 — архейские гнейсовидные граниты; 4 — породы алданского комплекса; 5 — пироксениты; 6 — дуниты; 7 — геологические границы; 8 — элементы залегания протектонических структур (трахитонидность и линейность) дунитов; 9 — субвертикальное положение планпараллельных структур дунитов; 10 — элементы залегания хромититовых линз; 11 — линии профилей

пород. Для того чтобы показать направленность изменения структур дунитов от контактов к центру и с глубиной, мы привели зарисовки и краткое описание микроструктур ориентированных шлифов из образцов, взятых вдоль определенных направлений. В характеристике пород основное внимание уделяется нескольким пунктам (форма и размеры зерен оливина и хромшпинелида, характер границ, наличие или отсутствие двойникового строения, наличие закономерно ориентированных микровключений рудной и силикатной фаз, характер упорядоченности по форме и

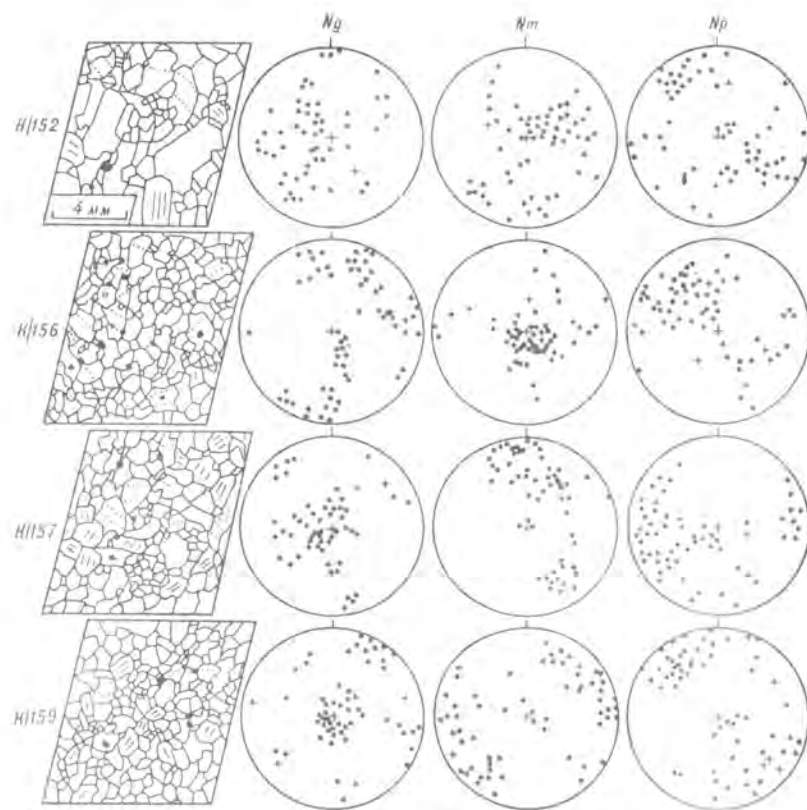


Рис. 14. Микроструктура дунитов по профилю / и диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина (зарисовки микроструктур и диаграмм, сориентированных по странам света — для рис. 15—17)

внутреннему строению зерен оливина). Решение последнего вопроса было основано на исследованиях, включающих микроструктурный анализ оливина и выявление главных структурных элементов минеральных индивидов — уплощенности и линейности. Для этого проводилось изучение направлений удлинения оливиновых зерен в шлифах, перпендикулярных основным максимумам выходов оптических осей.

Методика микроструктурного анализа применительно к магматическим и метаморфическим породам рассматривалась в многочисленных публикациях, поэтому мы отметим лишь некоторые детали. Исходя из размеров зерен оливина измерялась ориентировка оптических осей примерно 50—60 зерен. Проекция осуществлялась на верхнюю полусферу. На серии рисунков показаны структуры дунитов и ориентировка выходов осей оптической индикатрисы соответствующих образцов оливинов. Зарисовки структур и микроструктурные узоры сориентированы по странам света. Ниже приводится характеристика дунитов, отобранных вдоль кольцевых и радиальных профилей из различных участков массива. Положение

профилей, их геометрия показаны на рис. 13. По кольцевому профилю № 1 (рис. 14) будут охарактеризованы образцы пород из юго-восточного фланга дунитового тела, вблизи контакта с пироксенитами.

Обр. К/152 (азимут падения 115° , угол 16°) — слабосерпентинизированный дунит. Серпентинитовый материал развивается по стыкам зерен оливина. Основу породы составляют частично или полностью ограненные кристаллы оливина размером 0,5—4 мм. В сечениях (100) некоторых таких зерен наблюдается спайность. Идиоморфные индивиды оливина заключены в агрегат ксеноморфных зерен оливина такого же или несколько большего размеров. Ксеноморфные зерна характеризуются наличием двойникового строения, а иногда закономерно ориентированными микровключениями рудной фазы. На некоторых участках структурные взаимоотношения между двумя группами оливинов отвечают классическим примерам кумулятивных структур: субидиоморфные кристаллы кумуласа и ксеноморфные зерна интеркумуласа, выполняющие промежутки между ними. Зерна оливина с собственной огранкой занимают более половины площади шлифа, хотя эти соотношения не везде сохраняются. Редкие идиоморфные зерна акцессорного хромшпинелида располагаются по границам оливиновых зерен.

В этой плоскости образца дунитов наблюдается ориентировка зерен оливина по форме. Микроструктурным анализом установлена предпочтительная ориентировка оливина по внутреннему строению. Отмечается определенное наложение максимумов разных оптических осей, однако в целом большинство точек группируется в локальные максимумы. Анализ соотношений внутреннего строения зерен оливина с их формой показал, что ось Nm располагается преимущественно по удлинению зерен, а ось Np — перпендикулярно, т.е. является нормалью к наиболее уплощенной грани (010) оливина. Отсюда можно достаточно грубо оценить элементы залегания таких прототектонических структур этого образца дунитов, как планпараллельная текстура (трахитоидность) и линейность. Большинство уплощенных граней (010) оливина располагается субвертикально с небольшими наклонами в ту или другую сторону. Северо-восточная ориентировка уплощенных индивидов оливина в целом параллельна линии контакта дунитов с пироксенитами.

Вдоль этого профиля таких пород больше не встречено, поэтому остановимся на их структурных особенностях более подробно. Наличие кумулятивных структур в этом образце предполагает их кристаллизацию из магматического расплава. Сглаженный характер границ зерен оливина, вероятно, свидетельствует об адкумулятивном дорастании многих зерен оливина. Минералы кумуласа слагают основной каркас породы и имеют определяющее значение в формировании плоскопараллельной текстуры пород и линейности. Упорядоченность микроструктуры этого образца дунитов показывает, что при ее формировании было достаточно магматической жидкости, чтобы кристаллы оливина приобрели ориентированное положение относительно направления течения и стенок камеры.

Заслуживает внимания наличие полос сброса или излома в минералах интеркумуласа. Известно, что подобная микроструктура оливинов имеет деформационную природу. Полосы сброса или изгиба возникают при

неоднородной трансляции и представляют собой блоки кристалла, в которых решетка повернута относительно соседних частей кристалла вокруг оси, лежащей в плоскости скольжения и перпендикулярной направлению скольжения. В общем случае полосы сброса ориентированы под углами 60—80° к удлинению зерен оливина. Такое явление обычно для оливинов тектонизированных гипербазитов. Полученные нами по замерам ориентировки полос сброса в оливинах элементы скольжения соответствуют высокотемпературной системе $\{OKI\} [100]$. Попробуем трансформировать эту информацию применительно к изученному образцу. Микроструктура этого образца и петроструктурные узоры отражают заключительный этап становления дунитов, последние движения остывающей гетерогенной (фенокристаллы—поровый расплав) магматической жидкости. Постепенно течение магматической жидкости переходит в пластическое течение уже твердого вещества, которое реализуется высокотемпературной системой скольжения в интеркумулятивном оливине. Дальше этот процесс не пошел, иначе наблюдались бы элементы пластических деформаций во всех зернах, включая фенокристаллы.

Обр. К/156 (азимут падения 128°, угол 10°) — слабосерпентинизированный дунит. Серпентинизация в основном развивается по стыкам зерен оливина. Преобладают несколько удлинённые с разной степенью идиоморфизма индивиды оливина. Интерстиции между ними выполняют более крупные ксеноморфные зерна оливина; границы между ними имеют сглаженный характер. В интерстиционном материале постоянно обнаруживаются полосы сброса, ориентированные перпендикулярно к оси Ng $[100]$. Те и другие типы оливинов формируют планпараллельную структуру дунитов. Акцессорный хромшпинелид образует "сыпь" мелких зерен, равномерно рассеянных по всей площади шлифа, большая их часть сосредоточена на стыках зерен оливина.

Оливины этого образца характеризуются предпочтительной ориентровкой выходов оптических осей, причем ось Nm располагается преимущественно по удлинению оливиновых зерен, а ось Np — перпендикулярно этому направлению.

Обр. К/157 (азимут падения 48°, угол 32°) — практически неизменный дунит. Основу структуры породы составляют компактные зерна оливина, имеющие кристаллографические очертания. Эти зерна лишены микровключений, в них отсутствуют полосы сброса; в некоторых зернах развита спайность. Наряду с такими зернами встречаются более крупные ксеноморфные, с хорошо развитой системой полос сброса. В плоскости шлифа видна упорядоченность озерен оливина по форме. На отдельных участках шлифа наблюдаются субгексагональные зерна оливина, образующие тройное соединение, характерное для структурно равновесных образований. Контактные углы по линиям стыков трех смежных зерен обычно близки к 120°. Постоянно присутствующий в породе акцессорный хромшпинелид образует мелкие, хорошо огранные кристаллы октаэдрической или кубической формы, равномерно рассеянные по всей площади шлифа.

Петроструктурный узор выходов оптических осей оливина не отличается очень четкими максимумами. В целом он близок к узору преды-

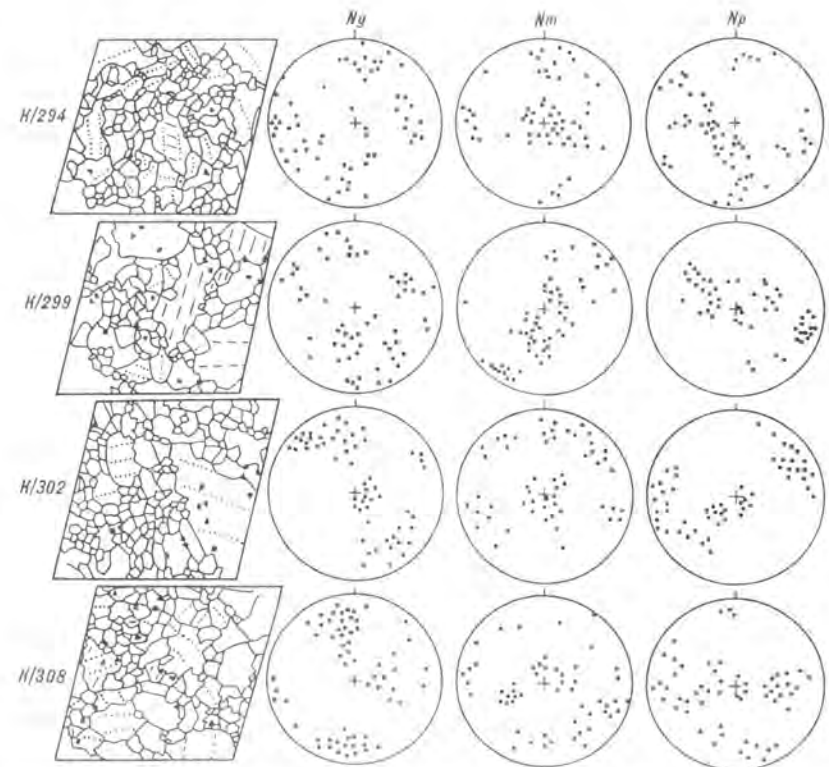


Рис. 15. Микроструктура дунитов по профилю 2 и диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина

дущего образца. Наблюдается соответствие между формой оливиновых зерен и их внутренним строением.

Обр. К/159 (азимут падения 161°, угол 13°) — слабосерпентинизированный дунит. По своим текстурно-структурным особенностям близок к двум предыдущим образцам. Микроструктурным анализом установлены устойчивые максимумы выходов оптических осей оливина.

Последние три образца характеризуются наиболее мелкими размерами зерен оливинов среди дунитов Кондерского массива. Появление мелкозернистых дунитов вблизи контакта с пироксенитами связано с неравномерным распределением кристаллических фаз за счет разной скорости охлаждения. Вблизи контакта скорость выше, кристаллизация происходила быстрее, поэтому образуются тонкозернистые структуры. Вместе с тем структурные соотношения кумулюсных и интеркумуляционных фаз в этих породах сохраняются, что дает основание рассматривать их формирование как результат кристаллизации из магматической жидкости.

Имеющая место предпочтительная ориентировка зерен оливина по форме (трахитоидность, линейность) и внутреннему строению обусловлена в основном гидродинамическими особенностями магмы в период кристаллизации.

По небольшому радиальному профилю № 2 (рис. 15) будут охарактеризованы породы западного фланга дунитового тела. Как неоднократно отмечалось, в юго-западном блоке дунитов широко развиты различные метасоматические породы, связанные с косьвитовой интрузией. Это, естественно, должно отразиться и на особенностях структур вмещающих дунитов. Первая точка находится в нескольких десятках метров от контакта с пироксенитами.

Обр. К/294 (азимут падения 302° , угол 86°) — практически свежий дунит. Основу составляют небольшие изометричные или компактные зерна, образующие скопления на отдельных участках площади шлифа. Эти скопления располагаются среди более крупных ксеноморфных зерен оливина, для которых характерно обилие закономерных ориентированных микровключений клинопироксена и магнетита; в них же сосредоточены включения хромшпинелидов. Практически в каждом таком зерне развиты структуры кинк-банд. Необходимо отметить, что и в компактных зернах наблюдаются полосы сброса, а в их центральных частях встречаются микровключения. Большая часть мелких изометричных зерен хромшпинелидов располагается внутри ксеноморфных индивидов оливина.

Микроструктурным анализом установлена определенная упорядоченность выходов оптических осей оливина. Если трансформировать плоскость шлифа в горизонтальную, то ось Np в большинстве зерен оливина будет располагаться перпендикулярно линии контакта, а ось Nm — вдоль нее. Уплотненные грани оливина (010) в основном наклонены к центру массива.

Обр. К/299 (азимут падения 227° , угол 11°) — слабосерпентинизированный дунит. Немногочисленны компактные зерна оливина. В основном же развиты крупные зерна с заливообразными контурами границ, в которых интенсивно развиты полосы сброса. Много мелких идиоморфных зерен акцессорного хромшпинелида, часть из них располагается внутри ксеноморфных зерен оливина. Существует вполне отчетливая упорядоченность осей оптической индикатрисы оливина. Выходы оси Nm образуют пояс с локальными максимумами; простирается пояс близпараллельно контурам границы дунитового тела.

Обр. К/302 (азимут падения 299° , угол 16°) — неизменный дунит. Основу составляют агрегаты компактных зерен оливина с полосами сброса. Кроме того, в центральных частях этих зерен встречаются микровключения клинопироксена и магнетита. Агрегаты компактных зерен окружены более крупными ксеноморфными зернами оливина. В последних широко представлены структуры кинк-банд, многочисленны микровключения рудных и силикатных фаз; некоторые из этих зерен со спайностью. Многочисленные зерна акцессорного хромшпинелида относительно равномерно рассредоточены по площади шлифа. В этой плоскости трудно обнаружить упорядоченное расположение зерен оливина и хромшпинелида. В то же время, судя по микроструктурным узорам,

наблюдается предпочтительная ориентировка оливина по внутреннему строению. Выходы всех осей характеризуются достаточно устойчивыми локальными максимумами, располагающимися в пределах поясов. Значительная часть точек выходов осей Nm и Np показывают хорошее соответствие с плоскостью контакта дунитового тела.

Обр. К/308 (азимут падения 131° , угол 40°) — слабоизмененный дунит. В этом образце основу структуры составляют небольшие идиоморфные зерна оливина (типичные фенокристаллы). В центральных зонах таких зерен обнаруживаются единичные микровключения клинопироксена и магнетита, иногда в них наблюдаются структуры кинк-банд. Другая часть зерен оливина имеет отчетливо ксеноморфный характер с широким развитием микровключений, полос сброса и спайности. Размеры акцессорных хромшпинелидов больше, чем в предыдущем образце; подавляющая часть этих зерен располагается в интерстициях индивидов оливина. Упорядоченность структуры дунитов подчеркивается линейным характером расположения фенокристаллов оливина, однако такая картина наблюдается не повсеместно. Микроструктурным анализом установлена предпочтительная ориентировка внутренней структуры оливинов этого образца, однако по этим данным трудно получить представление об ориентировке прототектонических элементов образца.

Фрагменты гранобластовой структуры в дунитах двух изученных профилей выделяются благодаря морфологии и характеру границ зерен оливина, а также благодаря отсутствию в них признаков деформации. Подобные структуры часто встречаются в мономинеральных метаморфических породах [99]. Это достигается смещением при высоких температурах границ зерен по направлению к центрам кривизны, в результате чего формируются равномернозернистые агрегаты изометричных зерен. Необходимая энергия образуется за счет результирующего уменьшения поверхности зерен и, следовательно, поверхностной энергии [77].

Миграция границ зерен контролируется диффузией. Существуют два основных типа диффузии в минералах: объемная и по границам зерен. Энергия активации объемной диффузии обычно в два раза выше, чем энергия активации диффузии по границам зерен [77]. При низких температурах наиболее вероятен процесс, характеризующийся наименьшей энергией активации, т.е. в поликристаллическом агрегате диффузия по границам зерен будет играть большую роль, чем второй механизм. При росте температуры роль объемной диффузии быстро возрастает, пока при высоких температурах она не становится преобладающим процессом, так как охватывает массу атомов в породе.

Поскольку в породах двух профилей в дунитовом теле обнаруживаются структуры, свойственные метаморфическим породам, целесообразно рассмотреть факторы и масштабы этого явления. Особенно важно выяснить температурный режим, поскольку перекристаллизация относится к процессам, активизирующимся тепловой энергией. Гранобластовые структуры распространены преимущественно в дунитах краевых фаций, и по мере удаления от границ тела эти структуры исчезают. Вместе с тем необходимо иметь в виду, что участки структур с трехчленным соединением зерен обнаруживаются и в дунитах центральной части массива.

Учитывая локальный характер развития метаморфических структур, естественно предположить, что это было возможно при наличии дополнительного близко расположенного источника тепловой энергии. Судя по геологической карте массива (см. рис. 2), таким источником могли быть близкие по возрасту пироксениты, которые непрерывной полосой окружают дунитовое тело. Нельзя исключить из потенциальных теплоносителей, способствующих метаморфическим преобразованиям, представителей алданского магматического комплекса.

Мы рассмотрели микроструктуры и степень структурной анизотропии пород, представляющих краевые фации западного и восточного флангов дунитового тела. Между ними существуют вполне определенные структурные различия. В породах юго-восточной, а также южной, восточной и северной частей отчетливо диагностируются зерна оливинов двух генераций: кристаллы оливина с собственной огранкой (минералы кумулуса) и ксеноморфные зерна, расположенные в промежутках между ними. В породах первого профиля установлена достаточно высокая степень упорядоченности оливинов по форме и внутреннему строению. В породах западного и юго-западного флангов дунитового тела типичные фенокристаллы (минералы кумулуса) оливина отсутствуют. Устойчиво ниже степень упорядоченности оливинов в этих породах. Это обстоятельство может быть связано с тем, что в дунитах первого профиля кумулятивные оливины, занимающие значительный объем пород, играли структурообразующую роль. Предположение о кристаллизации пород юго-западного профиля из остаточного межзернового расплава (с незначительным количеством фенокристаллов) получило подтверждение данными по минералогии этих пород.

По этому разрезу (профиль № 3), идущему от центра массива к южному контакту дунитового тела, будут охарактеризованы дуниты, имеющие ряд существенных отличий от пород, представляющих краевые фации (рис. 16).

Обр. К/255 (азимут падения 291° , угол 86°) — слабосерпентинизированный дунит. Основу составляют частично или полностью ограниченные зерна оливина средних размеров, иногда со спайностью. Более крупные индивиды с заливообразными контурами границ заполняют пространства между ними. Интеркумулятивный материал, как правило, характеризуется наличием полос сброса и развитой спайностью по (100), что придает этим зернам блочный характер. Линейно ориентированные фенокристаллы оливина обнаруживают предпочтительную ориентировку. Крупные, неправильные по форме зерна акцессорного хромшпинелида образуют скопления. Изредка встречаются мелкие идиоморфные зерна этого минерала.

Микроструктурный узор характеризуется ортогональным расположением выходов оптических осей, которые образуют слегка растянутые максимумы. Наблюдается хорошая согласованность между ориентировкой оливина по форме и внутренним строением. По удлинению зерен оливина располагается ось Nm , а нормалью к наиболее уплотненной грани является ось Np .

Обр. К/269 (азимут падения 345° , угол 24°) — слабоизмененный дунит.

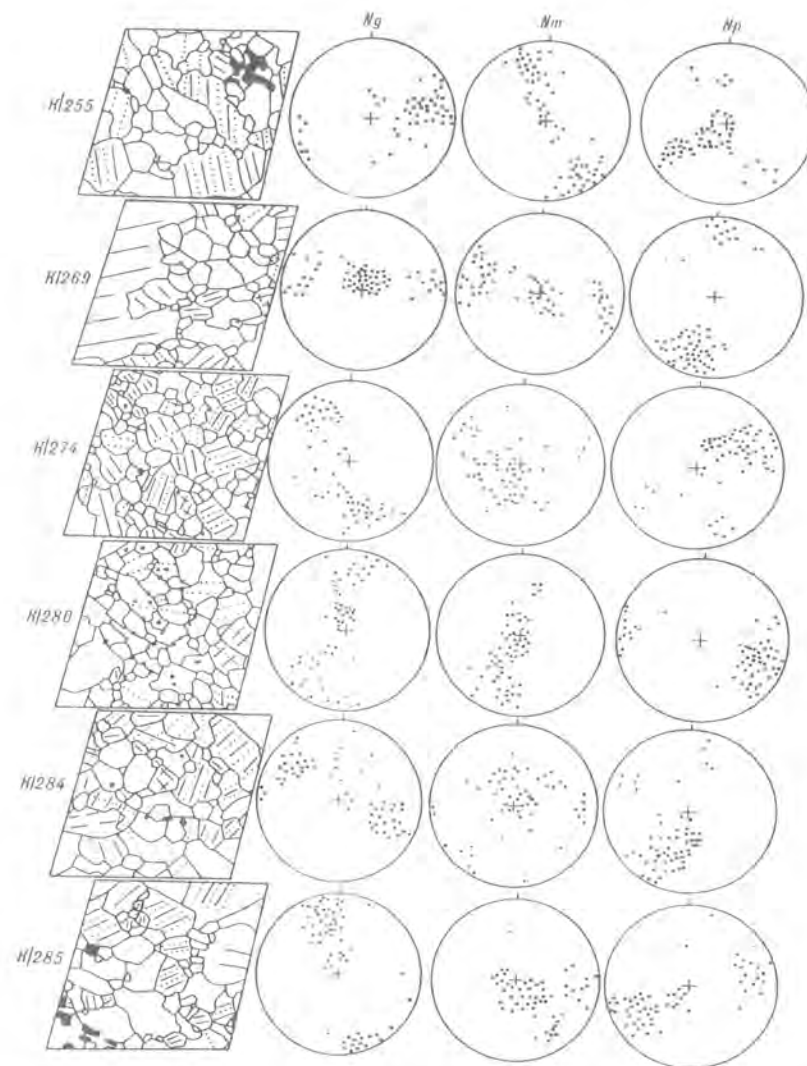


Рис. 16. Микроструктура дунитов по профилю 3 и диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина

В этой плоскости видно упорядоченное строение образца. Часть зерен по своим особенностям относится к категории фенокристаллов, другая часть выступает в качестве интеркумулятивного материала. В крупных ксеноморфных зернах широко представлены различные микровключения, развиты полосы сброса и спайность. Акцессорных хромшпинелидов по площади шлифа не обнаружено. Микроструктурным анализом установлен крупный компактный максимум выходов оптической оси Np , который

перпендикулярен поясу выходов осей Nm и Ng . Последние в пределах пояса образуют локальные максимумы.

Обр. К/274 (азимут падения 210° , угол 22°) — серпентинизированный дунит. Достаточно сложна микроструктура этих пород. Так называемые фенокристаллы характеризуются, с одной стороны, полосами сброса, двумя системами спайности (100) и (010), наличием микровключений, а с другой — достаточно отчетливыми кристаллографическими очертаниями. Многие из этих зерен разбиты на субблоки вдоль (100). В расположении фенокристаллов проявляется определенная упорядоченность. Ксеноморфные зерна примерно таких же размеров отличаются от первых главным образом заливообразным характером границ. Идиоморфные зерна хромшпинелидов различных размеров равномерно рассеяны по площади шлифа, некоторые из них находятся внутри ксеноморфных зерен оливина. Микроструктурным анализом выявлено ортогональное расположение выходов оптических осей. Это свидетельствует о существенном ориентирующем влиянии потока магматической жидкости. Расположение осей Np и Nm , отвечающих за ориентировку прототектонических элементов, находится в соответствии с положением плоскости границы дунитового тела.

Обр. К/280 (азимут падения 325° , угол 64°) — слабосерпентинизированный дунит. Проявлена отчетливая упорядоченность структуры по форме оливиновых зерен. Полностью или частично ограниченные зерна оливина занимают более половины площади шлифа. В них изредка встречаются микровключения и спайность. В ксеноморфных зернах оливина, выполняющих роль интеркумулатного материала, установлено большое количество микровключений силикатных и рудных фаз, кроме того, в них появляются полосы сброса. Много мелких идиоморфных зерен хромшпинелида, часть из них имеет оплавленный характер границ. Акцессории располагаются по всей площади шлифа, за исключением кумулятивных фаз.

Наблюдается отчетливая предпочтительная ориентировка оливинов по внутреннему строению. Крупный максимум выходов оси Np перпендикулярен поясу выходов осей Ng и Nm . В пределах пояса эти оси имеют свои локальные максимумы.

Обр. К/284 (азимут падения 337° , угол 34°) — серпентинизированный дунит. Зарисовка микроструктуры шлифа отчетливо иллюстрирует упорядоченное строение породы. Установлены кумулятивные и интеркумулятивные фазы, однако очень сложно определить их процентное отношение. В большинстве зерен обнаруживаются микровключения, видна тонкая спайность по (100) и полосы сброса. На площади шлифа редко встречаются небольшие, слегка коррозированные зерна хромшпинелидов.

Петроструктурный рисунок показывает предпочтительную ориентировку выходов оптических осей. Максимум выходов оси Np перпендикулярен поясу, образованному осями Ng и Nm .

Обр. К/285 (азимут 294° , угол 22°) — серпентинизированный дунит. Большая часть зерен оливина характеризуется идиоморфными формами. В них развита спайность (100), полосы сброса, присутствуют микровключения. Остальное пространство заполняют различного размера зерна

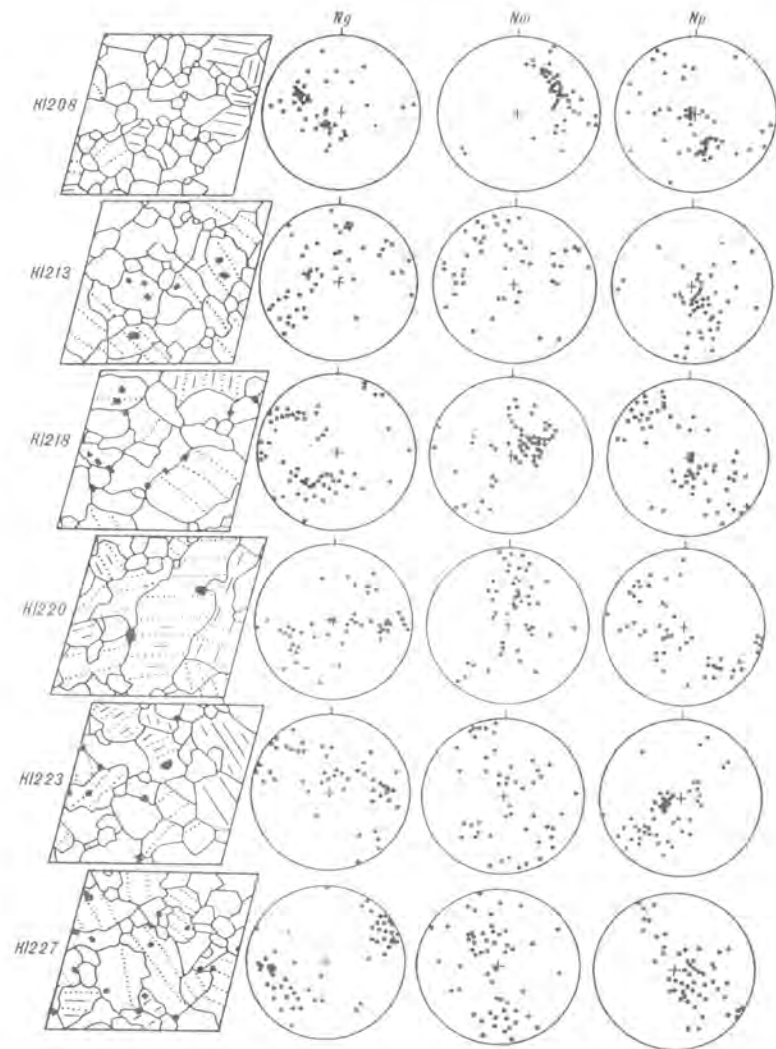


Рис. 17. Микроструктура дунитов по профилю 4 и диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина

оливина с извилистыми границами. Существует определенная ориентировка по форме оливиновых зерен. Крупные удлиненные зерна акцессорного хромшпинелида в этой плоскости располагаются линейно. Все эти зерна в определенной степени коррозированы. Микроструктурным анализом выявлена отчетливая ориентировка оливина по внутреннему строению. Наблюдается ортогональное расположение выходов оптических осей. Очень компактны максимумы всех трех осей.

Следующий разрез (профиль № 4) проходит по ручью Коротыш — от его истоков и до устья. На рис. 17 и в тексте приведены данные по

образцам, которые в какой-то мере характеризуют северо-западный сектор массива (обр. К/208, К/213) и его ядерную часть (обр. К/207).

Обр. К/208 (азимут падения 228° , угол 24°) — слабоизмененный дунит. В этой плоскости видна ориентировка оливиновых зерен по форме. Большинство зерен обладают огранкой, что позволяет рассматривать их в качестве фенокристаллов. В крупных разностях наблюдаются немногочисленные микровключения, полосы сброса и спайность, в мелких — эти элементы отсутствуют. Иногда встречаются зерна с несколько искривленными границами. Для них характерны полосы сброса, микровключения. На площади шлифа обнаружены два оплавленных зерна акцессорного хромшпинелида. Микроструктурный узор выходов оптических осей показывает их ортогональное положение. Наблюдается хорошее соответствие между формой зерен и положением выходов оптических осей.

Обр. К/213 (азимут падения 306° , угол 34°) — слабосерпентинизированный дунит. Существует определенная ориентировка зерен оливина по форме. Имеются зерна, которые с полным основанием можно отнести к разряду фенокристаллов. Границы большинства зерен имеют извилистый характер, часть из них содержит структуры кинк-банд. Микровключения и спайность развиты слабо. Идиоморфные зерна акцессорных хромшпинелидов кубической или октаэдрической форм рассеяны по площади шлифа, другие — внутри зерен оливина. Установлен сложный рисунок выходов оптических осей. В целом растянутый максимум оси Np располагается перпендикулярно поясу, образованному Nm и Ng .

Обр. К/218 (азимут падения 192° , угол 33°) — слабосерпентинизированный дунит. Отчетливая ориентировка зерен оливина по форме. Очень редки небольшие зерна оливина с кристаллографическими очертаниями. Основу породы составляют более крупные зерна, границы между ними извилистые, но не лапчатые. Широко развиты структуры кинк-банд, микровключения. Акцессорные хромшпинелиды рассредоточены по площади шлифа, причем более крупные слегка оплавлены. Характерно близкое к ортогональному расположение выходов оптических осей оливина.

Обр. К/220 (азимут падения 335° , угол 44°) — слегка серпентинизированный дунит. Немногие мелкие зерна имеют собственные формы. Размер ксеноморфных зерен изменяется в широких пределах. В них постоянно отмечаются закономерно ориентированные микровключения рудной и силикатной фаз, полосы сброса. Мелкие зерна акцессорных хромшпинелидов, как правило, идиоморфные, а крупные — ксеноморфные. Микроструктурный анализ выявил предпочтительную ориентировку выходов оптических осей оливина, которые образуют пояса без заметных локальных максимумов.

Обр. К/223 (азимут падения 47° , угол 12°) — слабосерпентинизированный дунит. Наблюдается упорядоченное строение породы. Встречаются мелкие и крупные зерна оливина, отвечающие по своим характеристикам фенокристаллам. В крупных присутствует спайность и изредка в центральных участках — микровключения. В основном же характер границ между зернами имеет заливообразные очертания. В таких ксеноморфных зернах широко развиты полосы сброса, микровключения.

идиоморфные зерна акцессорного хромшпинелида встречаются как внутри зерен оливина, так и в интерстициях между ними. Заметна предпочтительная ориентировка выходов оптических осей оливина. Ось Np образует устойчивый максимум, что позволяет определить азимут и угол падения уплощенных (010) граней оливина.

Обр. К/227 (азимут падения 147° , угол 45°) — слабосерпентинизированный дунит. Существует определенная упорядоченность по форме, но она не очень четкая. Типичных фенокристаллов оливина в породе немного. Это небольшие идиоморфные зерна, лишенные микровключений и структур кинк-банд. В более крупных появляется небольшое количество микровключений. Характер границ между ксеноморфными зернами извилистый, в них встречаются микровключения и интенсивно развиты полосы сброса. Хромшпинелидов в этом образце достаточно много. Они равномерно рассеяны по площади шлифа, причем большинство из них располагается в интерстициях зерен оливина. Петроструктурный узор ориентировки оливина характеризуется сильным Ng -максимумом, перпендикулярным поясу концентраций осей Np и Nm , которые, в свою очередь, имеют локальные максимумы.

Рассмотренные примеры микроструктур образцов дунитов, отобранных по четырем профилям, являются не только типичными для больших участков ядерной зоны массива, но и отражают все их разнообразие, за исключением, пожалуй, дунит-пегматитов. Вместе с тем приведенное в начале главы описание крупнозернистых пород представляется достаточно полным. Необходимо отметить, что на уровне дневной поверхности дунитовое тело характеризуется наиболее неоднородным строением. По данным бурения на глубинах 200—400 м и более встречаются только крупно- и гигантозернистые дуниты.

Несмотря на широкое разнообразие форм зерен оливина из дунитов Кондерского массива, их определенная взаимосвязь и взаиморасположение в некоторых образцах отвечают классическим примерам кумулятивных структур. В таких породах присутствуют зерна оливинов двух генераций: субидиоморфные кристаллы, слагающие значительный объем дунитов (минералы кумулуса) и ксеноморфные зерна (минералы интеркумулуса), расположенные в промежутках между ними. Структуры многих изученных образцов дунитов за счет адкумулятивного дорастания выглядят достаточно сложными. Сравнение размеров кумулятивных кристаллов из дунитов центральной зоны и краевых фаций показывает на наличие сортировки выделившихся зерен оливина. Это явление, вероятно, связано с гравитационно-кинетической дифференциацией гетерогенной магматической жидкости. Естественно, что основным следствием предполагаемой сепарации является упорядоченность структур дунитов и наличие плоскопараллельных и линейных текстур течения.

Микроструктурному анализу подвергались все разновидности дунитов, отобранных по площади массива, за исключением плохо обнаженной юго-западной части. Установлено, что большинство изученных образцов имеют упорядоченное строение. Анализ диаграмм выходов оптических осей оливина показал, что существует общая закономерность, заключающаяся в достаточно устойчивом максимуме выходов оптической оси Np [010].

Установлены следующие узоры для оливина: 1) близортогональное расположение устойчивых максимумов выходов всех трех осей; 2) оптическая ось Np образует устойчивый максимум, перпендикулярный поясу выходов осей Nm и Ng ; 3) выходы оптических осей не образуют четких максимумов, причем упорядоченность выходов оси Np выше, чем двух других. Подавляющее число изученных образцов дунитов характеризуется вторым и третьим типами микроструктурных узоров оливина.

Для того чтобы получить представление о соотношении между ориентировкой кристаллической решетки оливинов и их формой, нами изучались такие структурные элементы, как уплощенность и линейность. Эти наблюдения производились в срезах, перпендикулярных главным максимумам выходов оптических осей, а во многих случаях, когда отсутствуют четкие максимумы, в произвольно ориентированных шлифах. Статистически выявилось, что удлинение зерен оливина соответствует направлению $[001]$ (Nm), а нормаль к уплощенности — направлению $[010]$ (Np). Иногда такое соотношение нарушается: по удлинению зерен располагается ось Ng $[100]$, вместо Nm или Ng выступает как нормаль к уплощенности Np .

Наиболее упорядочены по форме зерен и внутреннему строению средне-мелкозернистые разновидности дунитов. Для дунит-пегматитов и других крупнозернистых разновидностей характерен в целом пластинчатый облик зерен, поэтому на микроструктурных узорах наблюдается достаточно устойчивый максимум оси Np , которая является нормалью к уплощенности. Результаты микроструктурного анализа различных типов дунитов показывают наличие сходной ориентировки кристаллов оливина примерно одинаковой интенсивности, что можно рассматривать как свидетельство генетического единства пород при становлении ядерной части массива.

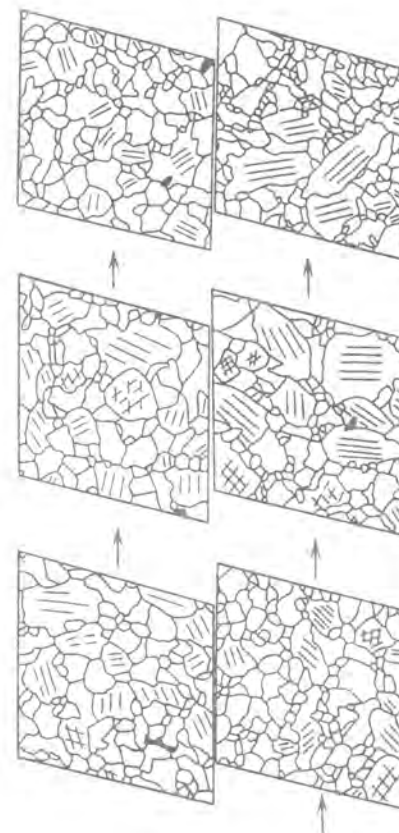
ПИРОКСЕНИТЫ

В этом разделе приводится характеристика большой группы основных пород массива. Сюда входят клинопироксениты (в том числе и магнетитсодержащие) кондерского комплекса. Здесь же рассматриваются рудные пироксениты или косьвиты алданского комплекса. С крупной косьвитовой интрузией в западной части массива связаны апатит-флогопит-магнетитовые руды. Одни авторы (Е.П. Емельяненко) рассматривают эти породы в качестве метасоматитов, другие (В.Г. Лазаренков) считают их производными щелочно-ультраосновных магм.

Породы кольцевой интрузии

Эти породы слагают внешнюю оторочку у ультраосновного ядра Кондерского массива (см. рис. 2). Контакты клинопироксенитов с дунитами проходят почти повсеместно по кольцевому периклинальному разлому. Ранее отмечалось, что в двух случаях установлены нетектонические контакты, свидетельствующие о сложных магматических взаимоотношениях между этими группами пород.

Рис. 18. Микроструктура пироксенитов из юго-восточного фланга массива (масштаб сохраняется прежний, стрелка показывает направление от контакта с дунитами)



Определенную информацию о характере внедрения дает анализ внутренней структуры пироксенитов по зарисовкам микроструктур образцов пород, отобранных вдоль профиля (~75 м), перпендикулярного линии контакта с дунитами (см. рис. 13). Этот профиль проходит в юго-восточной части массива, вблизи профиля № 1 в дунитах.

В образцах клинопироксенитов, максимально удаленных от границы с дунитами, наблюдается отчетливая порфировидная структура (рис. 18). По мере приближения к контакту структура пород постепенно становится равномернозернистой. Таким образом, внутреннее строение пироксенитового тела на юго-востоке массива характеризуется асимметричным расположением разноструктурных зон. Положение вкрапленников клинопироксена относительно контактов дунитов с метаморфическими породами и их соотношение с основной массой свидетельствуют, что внедрялась гетерогенная магма пироксенитового состава в трещину, стенки которой имели различную температуру. Со стороны дунитов она была значительно выше. Отсюда можно заключить, что к моменту внедрения этого расплава основная масса дунитов была закристаллизована.

Микроструктурные исследования клинопироксенитов отчетливо свидетельствуют о более низкой степени упорядоченности этих пород по отношению к рядом расположенным дунитам (профиль № 1). Можно констатировать, что в равномернозернистых разностях грани многих уплощенных зерен клинопироксена наклонены в основном к центру массива.

Макроскопически пироксениты кольцевой интрузии представляют собой средне- и крупнозернистые темно-зеленые породы с массивной текстурой и неравномернозернистой структурой. Величина зерен пироксена может меняться в широких пределах — от первых миллиметров в контактовых частях тел до нескольких сантиметров в центральных зонах. Расположение зерен моноклинного пироксена обычно беспорядочное, но иногда отмечается их плоскостная и линейная ориентировка.

Основным минералом этих пород является клинопироксен, находящийся в ассоциации с переменным количеством рудных минералов (титаномагнетит, ильменит), а иногда и флогопита. Титаномагнетит образует в породе интерстиционную вкрапленность (см. рис. 18), а при больших количествах (рудные разности) присутствует в виде разобщенных ксеноморфных зерен, придающих породе сидеронитовую структуру. По количественным соотношениям главных породообразующих минералов можно выделить собственно клинопироксениты и магнетитовые пироксениты.

Рудные пироксениты

В этом разделе рассматриваются породы, принадлежащие поздне-меловому магматическому комплексу. Это рудные пироксениты или косъвиты, а также апатит-флогопит (биотит-амфибол)-магнетитовые пироксениты неясного генезиса.

Рудными пироксенитами являются богатые титаномагнетитом (содержание этого минерала варьируют в широких пределах) клинопироксениты с сидеронитовой структурой. Расположенные на внешней периферии ультраосновного ядра массива, эти породы образуют непрерывные фациальные переходы от оливиновых клинопироксенитов через клинопироксениты, в том числе сульфидсодержащие (пирротин до 5%, халькопирит до 2%), к плагиоклазовым клинопироксенитам. В бассейнах ручьев Левый Бегун, Южный и Трезубец косъвиты постепенно, через промежуточные разности, переходят в габбро.

Рассматриваемые породы — массивные и трахитоидные породы, часто обладающие полосчатыми текстурами, обусловленными чередованием полос и линз, обогащенных клинопироксеном, титаномагнетитом и ильменитом. Иногда отмечается чередование лейкократовых плагиоклаз-клинопироксенитовых и меланократовых титаномагнетит-клинопироксеновых полос мощностью 0,5—1 см. Трахитоидность определяется субпараллельной ориентировкой призматических зерен моноклинного пироксена. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом, в породе также присутствуют апатит, редко перовскит, сфен, гранат, очень редко плеонаст, а также сульфидные минералы — халькопирит, пирротин, пирит. Необходимо отметить, что магнетитосодержащие клинопироксениты Кондерского комплекса и косъвиты достаточно надежно различаются по составу моноклиновых пироксенов и общему химическому составу пород.

В западной и юго-западной частях дунитового тела в основном локализованы жилы и прожилки апатит-флогопит(амфибол)-магнетитовых клинопироксенитов. Мощность отдельных тел колеблется от первых сантиметров до десятков метров, протяженность от 1—2 до 300 м. Согласно данным В.Г. Лазаренкова и К.Н. Малича, в юго-западной части массива, среди оливинитов, залегает серия субпараллельных жилоподобных тел пегматоидных, крупно-, средне- и мелкозернистых апатит-магнетит-флогопитовых клинопироксенитов. Общая мощность всей серии достигает 350—400 м.

Наиболее крупные тела нередко имеют зональное строение: их

центральные части сложены крупнозернистым флогопит-apatитовым агрегатом, а краевые части обогащены титаномагнетитом и ильменитом и имеют мелкозернистое строение. Состав пегматоидных клинопироксенитов довольно непостоянен (в %): клинопироксен — 20—45, флогопит, редко тетраферрифлогопит — 10—40, титаномагнетит и ильменит — 10—40, апатит — 5—25. В текстурно-структурном отношении это гигантозернистые и крупнозернистые типично пегматоидные породы, в которых флогопит слагает пластины диаметром до 10 см, апатит образует призмы длиной до 2 см, постепенно переходящие в мелко- и среднезернистые разновидности, похожие на рудные клинопироксениты из периферической зоны массива, а также магнетитовые жилы.

В.Г. Лазаренков и К.Н. Малич считают, что в минеральном и генетическом отношении апатит-флогопит-магнетитовые клинопироксениты в некоторой степени близки к "камафоритам" или "фоскоритам", с которыми их роднит наличие апатит-флогопит-магнетитового парагенезиса, присутствие титанистого магнетита и тетраферрифлогопита. Подобно камафоритам, они обычно слагают тела с резкими секущими контактами. Неравномернозернистый характер этих пород — наличие даже в пределах одного образца постепенных переходов от мелкозернистых к крупнозернистым структурам, сильно варьирующий минеральный состав пород, в частности высокое содержание апатита, а также присутствие тетраферрифлогопита — все это свидетельствует о значительной роли в их образовании летучих компонентов.

МИНЕРАЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДУНИТОВ

Оливины

Оливины являются главными породообразующими минералами дунитов; их форма, размеры и состав определяют структуру и химизм пород. Они наблюдаются в виде близидиоморфных, коротко призматических, пластинчатых или ксеноморфных зерен. Их размеры колеблются от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Как отмечалось выше, в центральной части ядра широко распространены средне- и крупнозернистые дуниты (в том числе и дунит-пегматиты). В оливинах этих пород часто наблюдается двойниковое строение и спайность по (100), (010), иногда в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Во многих зернах встречаются закономерно ориентированные пластинчатые или дендритовидные микровключения магнетита и клинопироксена. Краевые фации дунитов сложены плотным агрегатом мелких изометричных зерен оливина. В нем отсутствуют минеральные микровключения, очень слабо проявлены полосы сброса и спайность.

Микрозондовые измерения показали, что содержание основных элементов (Mg, Fe) и некоторых малых элементов в оливинах колеблется [81]. Рис. 19, а иллюстрирует распределение фаялитовой молекулы в оливинах дунитов Кондерского массива. Ее содержание изменяется от 7,5 до 12,5%, причем для основной массы образцов интервал колебаний

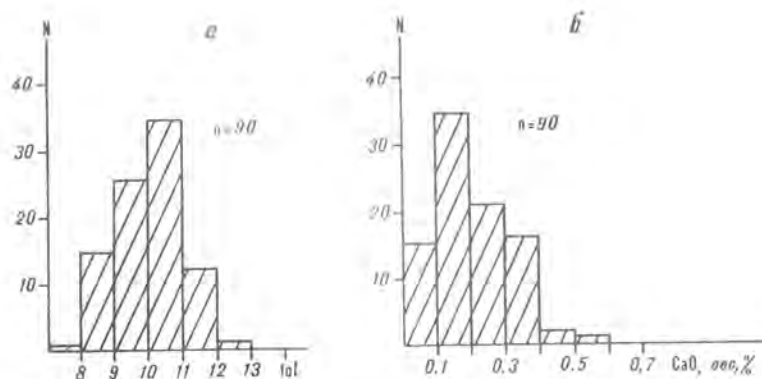


Рис. 19. Гистограммы распределения содержаний фаялитовой молекулы (f(O))% (а) и CaO (б) в оливинах

Таблица 5. Химический состав оливинов из дунитов Кондерского массива, вес. %

Номер образца	SiO ₂	FeO	MgO	NiO	CaO	Cr ₂ O ₃	Σ	n
K/362 а	41,18	8,29	49,53	0,17	0,30	0,00	99,47	3
KCG-1	40,73	8,54	49,15	0,17	0,56	0,01	99,16	3
K/431	41,05	8,85	49,12	0,16	0,36	0,01	99,65	8
KC-66	40,77	10,73	47,87	0,14	0,32	0,00	99,83	5
KC-39	40,42	11,65	47,30	0,11	0,37	0,01	99,86	4
KC-39	40,42	11,65	47,30	0,11	0,37	0,01	99,86	4
KC-38	40,20	12,93	46,29	0,11	0,13	0,00	99,65	5

Примечание. Анализы выполнены в ИГ и Г на микроанализаторе "Camebax".

составляет 8,5—11%. Наиболее низкая железистость установлена в оливинах из дунит-пегматитов, а наиболее высокая — в оливинах из мелкозернистых дунитов краевых фаций.

В изученных образцах оливинов независимо от структуры дунитов такие элементы, как Ti, Al, Cr, отсутствуют или их количество не превышает 0,02—0,05 вес.%, что близко к фоновым значениям. Оливины около рудных и акцессорных хромшпинелидов обнаруживают зональность по содержанию Cr₂O₃ (до 0,3 вес.%) в 20 мкм от границы с хромшпинелидами [2]. Содержание других элементов (Mn, Ca) составляет десятки доли весовых процентов. Распределение Mn достаточно однородно, за исключением редких "выбросов". Содержание Ca, равномерно распределенного в объеме зерен, в целом согласованно изменяется в зависимости от типа дунитов. Наиболее высокие его значения (до 0,4 вес.%) установлены в оливинах дунит-пегматитов и мелкозернистых разностях. Распределение этого элемента демонстрирует гистограмма на рис. 19, б.

Чтобы получить представление о содержании NiO в оливинах и его вариациях, в табл. 5 приведены химические составы оливинов, у которых интервал значений железистости соответствует размаху колебаний этого параметра для всей выборки изучаемых оливинов. Эти данные показывают, что содержание Ni в оливинах уменьшается с увеличением железистости минерала. По другим данным, концентрация Ni в оливинах дунитов Кондерского массива не превышает 0,3—0,4 вес. % [3].

Сравнение результатов химических анализов оливинов из дунитов Кондерского массива с данными по другим щелочно-ультраосновным интрузиям Сибирской платформы и концентрически-зональным массивам складчатых областей [13, 14] показывает, что железистость изученных оливинов ($f_{\text{ср}}$, 9,9) существенно выше железистости оливинов из дунитов платиноносного пояса Урала (Нижнетагильский и Конжаковский массивы) и несколько ниже железистости оливинов из дунитов массива о-ва Феклистова (Монголо-Охотская складчатая система) и дунитов щелочно-ультраосновных интрузий севера Сибирской платформы (Гулинская, Бор-Урях). Заслуживает особого внимания сравнение химических составов оливинов из дунитов однотипных массивов Алданского щита (Инагли, Кондер, Чад). В этом ряду достаточно стабильный и наиболее магне-

Многие детали строения и состава закономерно ориентированных микровключений в оливинах обнаруживаются под микроскопом при больших увеличениях. Они имеют разнообразные формы, среди которых встречаются дендритовидные, ветвистые, скелетные, прямоугольные, иглочатые и пластинчатые выделения размером до 400 мкм, приуроченные к (100) и (010) граням оливина. Существуют однофазовые (магнетит, моноклинный пироксен) и двухфазовые (магнетит+клинопироксен) выделения. По химическому составу клинопироксен отвечает маложелезистому диопсиду с близкими к стехиометрическому соотношениями CaO и MgO . Этот минерал имеет выдержанный состав независимо от структурного типа дунитов и места взятия образца (табл. 6). Химический состав магнетита существенно варьирует: встречаются хроммагнетиты и кремнийсодержащие магнетиты (см. табл. 6). Судя по составу последних (высокие содержания SiO_2 , MgO , аномально высокая сумма), эти химические особенности могут быть обусловлены тем обстоятельством, что при рентгеноспектральном микроанализе под электронный зонд наряду с магнетитом попала и силикатная (оливиновая) матрица.

Морфология рассматриваемых микровключений в оливинах дунитов Кондерского массива достаточно полно проанализирована [3, 108], поэтому мы лишь дополним ее данными по их нахождению в оливинах различных структурных типов. В минералах равномернозернистых пород микровключения располагаются по всей площади шлифа, причем их плотность выше в центральных участках зерен. В порфировидных дунитах микровключения сосредоточены преимущественно в центре крупных оливиновых зерен. По периферии этих зерен и в рядом расположенных более мелких содержания микровключений крайне незначительны.

Как уже отмечалось, структуры распада в оливинах (закономерно расположенные микровключения рудных и силикатных минералов) — явление, характерное для многих типов ультраосновных пород. Существуют многочисленные экспериментальные и аналитические данные, указывающие на возможности вхождения в структуру оливина таких элементов, как Ca , Cr , Fe^{+3} [117]. Как показали некоторые исследования [6, 108], для образования закономерных выделений магнетита (в том числе и хромсодержащего) в клинопироксена нет необходимости предполагать привнос их компонентов извне. Они являются продуктом твердофазного распада, первично обогащенного Ca , Cr и другими элементами магматического оливина.

Особенности распределения микровключений магнетита и клинопироксена в оливинах разных структурных типов дунитов Кондерского массива находят свое объяснение в рамках развиваемых представлений об изначально кумулятивной природе дунитов и последующей частичной перекристаллизации, связанной с горячим отжигом. Кумулятивным породам свойственно наличие зерен оливина двух генераций: субидiomорфных кристаллов, слагающих основной объем пород (минералов кумулуса) и ксеноморфных зерен интеркумуляуса, расположенных в промежутках между ними и кристаллизовавшихся из остаточного межзернового

расплава. Как можно было заметить, микровключения магнетита и клинопироксена преимущественно сосредоточены в интерстициальном материале дунитов Кондерского массива. Исходя из сказанного, можно представить следующую картину образования продуктов распада твердого раствора оливина. Кумулятивный оливин первоначально кристаллизовался из ультраосновного расплава, в состав которого, помимо основных компонентов (Si , Mg , Fe), входило некоторое количество Cr , Al , Ca . Большая часть Cr и Al в последующем вошла в состав акцессорного хромшпинелида. После внедрения этой существенно оливиновой магматической "каши" в камеру началась массовая кристаллизация остаточного межзернового расплава, что привело к обогащению оливина не характерными для него элементами (Cr^{+3} , Al^{+3} , Fe^{+3} , Ca). Понижение температуры способствовало упорядочению структуры оливина в отношении этих элементов, которое проявилось в выделении закономерно расположенных дендритовых выделений магнетита и диопсида. Морфология выделений (дендриты и др.) свидетельствует о быстром процессе распада твердого раствора оливина.

Известно, что перекристаллизация связана с миграцией границ зерен, подвижность которых определяется концентрацией дислокаций и микропримесных частиц. Поскольку течение на границах зерен оливина контролируется диффузией [99], то, учитывая длительность процесса перекристаллизации, естественно предположить полное очищение мелких зерен оливина и частичное (внешняя зона) — более крупных от микровключений рудных и силикатных фаз, что и наблюдается в действительности.

Многими исследователями отмечается структурная упорядоченность микровключений рудной и силикатной фаз в оливине. Электронно-микроскопические исследования оливинов из интрузии Рам показали, что пластинчатые и дендритовые выделения магнетита и моноклинного пироксена фактически представляют собой эвтектоидные сращения этих минералов, образовавшиеся из единой фазы, первоначально слагающей пластинку [77]. Здесь же были найдены подобные пластинки, не разложившиеся на пироксен и магнетит, а сложенные фазой, представляющей собой сверхструктуру оливина, так называемую фазу окси-оливина. Она структурно близка вмещающему оливину и поэтому может образовывать правильно ориентированные пластинки предположительно оливиноподобной фазы, обогащенной Fe^{+3} . Такая сверхструктура возникает при некоторых процессах упорядочения оливиновой матрицы. На более поздней стадии эти пластинки могут разлагаться на магнетит и пироксен. В этой связи становится понятным присутствие в структурах некоторых зерен оливина дунитов Кондерского массива железа в форме Fe^{+3} , которое диагностировалось по спектрам ЭПР и ЯГР.

Хромшпинелиды

В разделе, посвященном петрографии дунитов, были подробно рассмотрены структурно-морфологические особенности акцессорных хромшпинелидов из различных структурных типов дунитов. Здесь мы остановимся на анализе химических свойств хромшпинелидов и возможности приложения

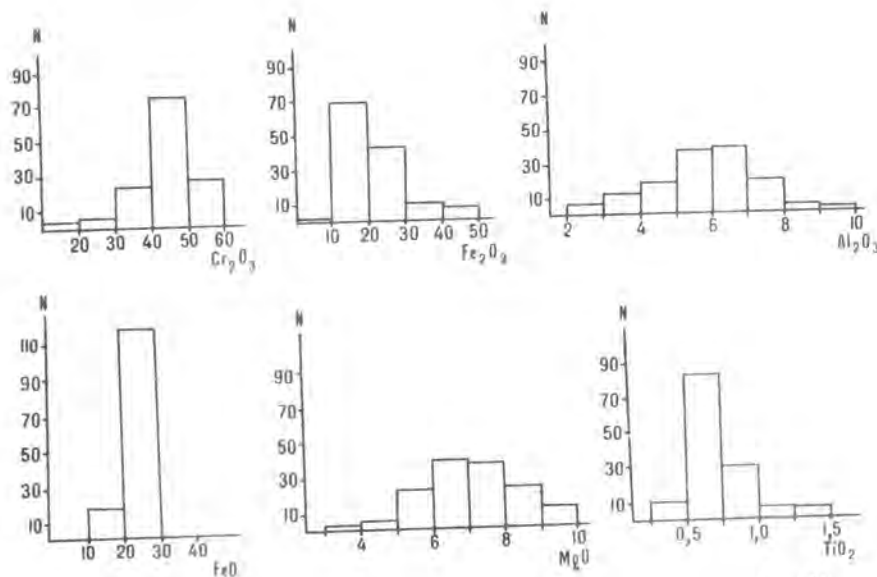


Рис. 21. Гистограммы распределения петрогенных окислов в хромшпинелидах ($n = 134$)

их типоморфных особенностей к решению различных проблем петрологии дунитов Кондерского массива.

Характер распределения окислов в акцессорных минералах иллюстрируют приводимые гистограммы (рис. 21). Рассматриваемые хромшпинелиды отличаются широкими вариациями составов, обусловленными значительными количественными соотношениями хрома и окисного железа (рассчитанного в соответствии с кристаллохимическими формулами хромшпинелидов) и менее значительными взаимосвязанными изменениями магния и закисного железа. Содержания алюминия и титана низкие, близкие к постоянным. Анализ тройной диаграммы (рис. 22) показывает, что хромшпинелиды дунитов Кондерского массива представляют собой твердый раствор переменного состава со следующей схемой изоморфизма для трехвалентных катионов:



Они образуют непрерывный ряд от высокохромистых феррихромитов, через феррихромиты к хромсодержащим магнетитам. Отсутствие разрыва в составах акцессорных хромшпинелидов может в какой-то мере свидетельствовать о непрерывности процесса их кристаллизации.

При изучении на микроанализаторе обнаружены неоднородности составов хромшпинелидов в пределах отдельных зерен (в том числе и зональность). Как показано С.Н. Авдонцевым [3], все без исключения зерна хромшпинелидов, находящиеся в оливниновой матрице, зональны. Их краевые зоны обогащены магнетитовым и ульвошпинелевым миналам, а центральные части зерен по сравнению с краевыми обогащены MgO и Cr_2O_3 . Концентрация этих окислов в центре зерен уменьшается по мере

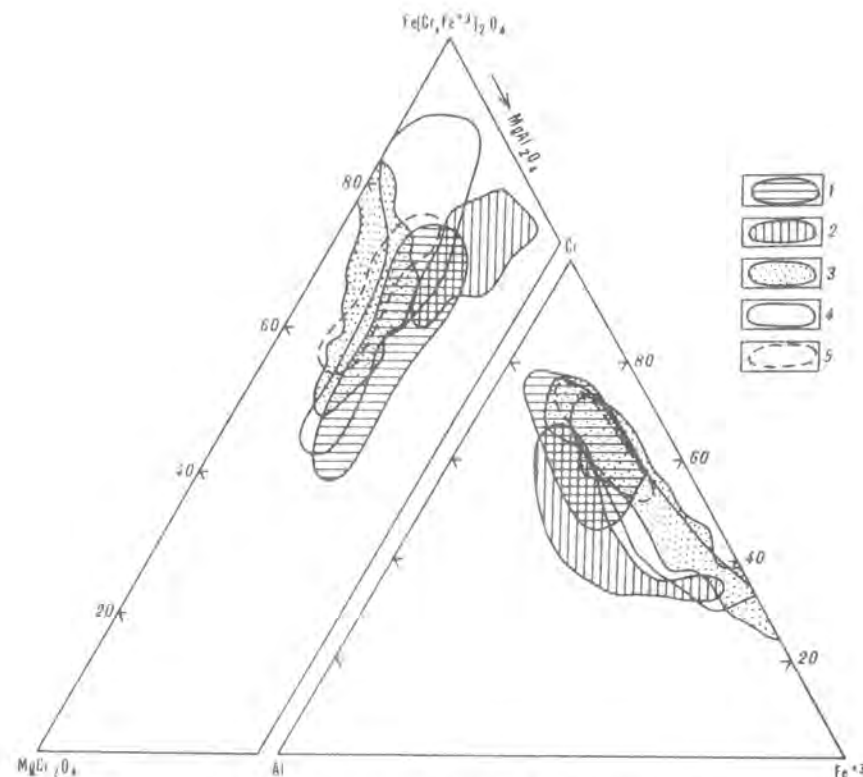


Рис. 22. Соотношение MgCr_2O_4 — MgAl_2O_4 — $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Fe}^{+3})_2\text{O}_4$ и Al — Cr — Fe^{+3} в хромшпинелидах Кондерского (3) Чадского (5), Феклистовского (2) массивов, массивов Уральского платиноносного пояса (1), Гулинской интрузии (4)

уменьшения их размеров. Существуют небольшие различия в содержаниях окислов рядом расположенных кристаллов этого минерала. Выше отмечалось, что в зернах оливина из дунитов краевых фаций присутствуют хромшпинелиды в виде мелких включений округло-изометричной формы. Состав последних существенно отличается от состава акцессорных хромшпинелидов, находящихся здесь же, в интерстициях зерен оливина (табл. 7). Наблюдается уменьшение содержаний Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO при одновременном увеличении содержаний FeO и Fe_2O_3 . Концентрация TiO_2 изменяется слабо и незакономерно. Фигуративные точки составов хромшпинелидов-включений располагаются в пределах композиционного поля всей выборки акцессорных минералов дунитов (см. рис. 22) и среди последних существуют примеры близкого им состава (см. табл. 7). Наблюдаемые соотношения составов не характерны для ультраосновных вулканических пород и расслоенных плутонов [14, 80], где хромшпинелиды с наиболее высокими концентрациями Cr_2O_3 присутствуют, как правило, в виде включений в кристаллах оливина, тогда как в основной массе или интерстициях большинство зерен этих минералов содержит значительно меньшие количества Cr_2O_3 и других

Таблица 7. Состав хромшпинелидов, вес. %

Оксид	Обр. К/157		Обр. К/302	
	1	2	3	4
TiO ₂	0,98	1,15	0,71	0,44
Al ₂ O ₃	5,38	0,48	3,78	1,54
Cr ₂ O ₃	44,40	31,55	33,33	18,16
Fe ₂ O ₃	18,30	35,19	32,85	51,08
FeO	24,48	26,28	23,24	27,43
MnO	0,52	0,87	0,44	0,42
MgO	5,48	3,61	6,06	3,13
Сумма	99,55	99,15	100,41	102,20

Примечание. 13 — акцессорные хромшпинелиды; 24 — минеральные включения.

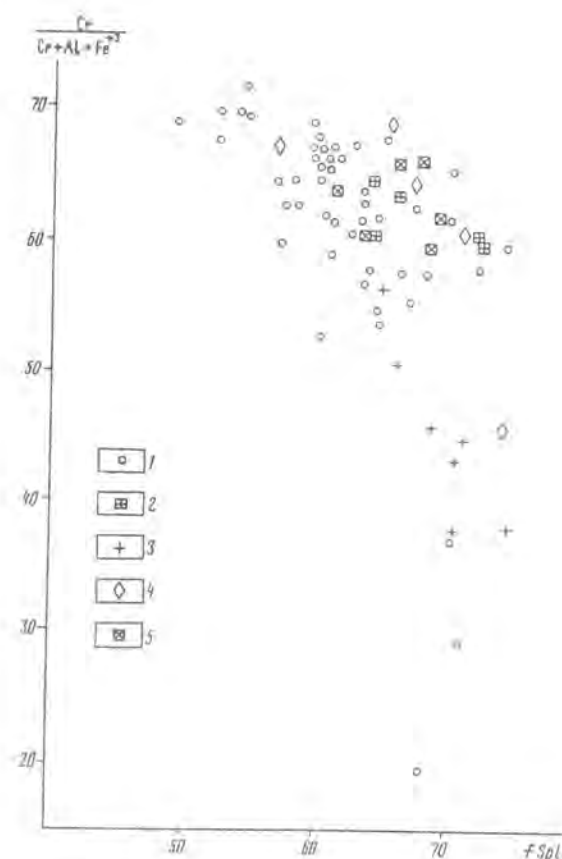
окислов. Вместе с тем это противоречие легко устраняется, если рассматривать дуниты в качестве кумулятивных образований, о чем уже говорилось при рассмотрении структур этих пород. В этом случае дуниты можно описать в рамках соотношений кумулятивных и интеркумулятивных фаз. Кумулятивные фазы представлены оливином и хромшпинелидом с максимально высокими содержаниями Cr₂O₃ (для данной системы), интеркумулятивный материал — оливином практически такого же состава и хромшпинелидом, состав которого изменился в направлении резкого увеличения общей железистости за счет вытеснения Cr и других элементов. Дискретный характер распределения составов хромшпинелидов в ряду акцессорный минерал—включение, вероятно, обусловлен дефицитом Cr, Mg, Al в остаточном межзерновом расплаве после кристаллизации кумулятивных фаз.

Показанный на рис. 22 тренд изменения составов хромшпинелидов дунитов Кондерского массива отражает, по-видимому, характер котектической кристаллизации ультраосновного расплава, идущей от более хромистых и магнезиальных хромшпинелидов к менее хромистым и более железистым [118]. Состав хромшпинелидов и его изменения вызваны изменениями физико-химических параметров исходных расплавов (*P*, *T*, *f*O₂ и состав системы). Кроме того, химический состав этих минералов существенно изменяется в результате твердофазовых реакций между ними и силикатной матрицей [3]. В этом случае между оливином и хромшпинелидом существует катионный обмен двухвалентных катионов, который определяется параметрами последнего равновесия системы. Остановимся более подробно на обсуждении особенностей эволюции составов хромшпинелидов дунитов Кондерского массива.

На рис. 23 показано соотношение между железистостью и хромистостью изученных минералов. В целом наблюдается обратная линейная зависимость между этими характеристиками. В интервале 40—70% Cr/(Cr + Al + Fe³⁺) уверенно выделяются два линейных облака фигуративных точек составов хромшпинелидов, различающихся темпами сопряженного изменения этих параметров. В образцах первой группы (60—70% Cr/(Cr +

Рис. 23. Соотношение хромистости и железистости хромшпинелидов

1 — точки составов хромшпинелидов из центральной зоны;
2—5 — хромшпинелиды из флангов дунитового тела:
2 — юго-восточного,
3 — западного,
4 — северного,
5 — южного



Al + Fe³⁺) возрастание железистости сопровождается незначительным уменьшением их хромистости, тогда как в минералах второй группы при возрастании железистости наблюдается существенное изменение хромистости. Начиная с уровня ~ 40% Cr/(Cr + Al + Fe³⁺) произошло расщепление линейного тренда второй группы: часть точек в области более низких значений сохраняет общую тенденцию, а другая располагается практически параллельно оси абсцисс. Рассмотрим возможные механизмы возникновения выявленных эволюционных трендов хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива. В правом нижнем углу диаграммы сосредоточены фигуративные точки составов хромшпинелидов с наиболее высокими для массива содержаниями Cr₂O₃ и MgO, причем породы, их содержащие, характеризуются минимальной железистостью. По аналогии с ультраосновными вулканическими породами и расслоенными комплексами такие хромшпинелиды можно рассматривать в качестве наиболее ранней первично-магматической фазы для данного типа дунитов. В хромшпинелидах из менее магнезиальных пород

максимальные значения содержаний Cr_2O_3 сохраняются практически на том же уровне, но значительно возрастает их железистость. Хромшпинелиды первой группы, имеющие максимальные значения $(\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}))$, принадлежат наиболее железистым дунитам. Определенные особенности составов хромшпинелидов этой группы, а именно высокие содержания Cr_2O_3 при незначительных вариациях их хромистости, вероятно, отражают начальные этапы фракционирования магматической системы. Образцы пород с такими хромшпинелидами были отобраны с северного, восточного и южного флангов дунитового тела.

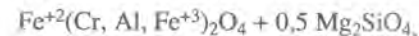
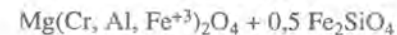
Основной вариационный тренд (II группа) отражает эволюцию составов хромшпинелидов в условиях внутрикамерной кристаллизации, когда закономерное снижение хромистости и магнезиальности компенсируется возрастанием общей железистости. В данном случае изменение химического состава минералов обусловлено прежде всего температурным фактором при незначительных изменениях фугитивности кислорода [80]. Вместе с тем влияние последнего фактора существенным образом сказывается при формировании хромшпинелидов и хроммагнетитов из некоторых разностей дунит-пегматитов (левое ответвление от общего тренда на уровне 40% хромистости). Экспериментально установлено [118], что при кристаллизации шпинели из оливинового базальта (на ликвидусе только шпинель) в условиях постоянной температуры и возрастания фугитивности кислорода в этом минерале вначале происходит увеличение FeO и уменьшение MgO , а начиная с определенного значения фугитивности кислорода ($\lg f_{\text{O}_2} = -5$) эта тенденция меняется на противоположную. По-видимому, при перенесении этих данных в область ультраосновных составов должны быть внесены соответствующие коррективы в абсолютные значения T и f_{O_2} , но в целом положение вариационных линий должно сохраняться.

Эволюция составов минералов группы шпинели от высокохромистых феррихромитов, через феррихромиты к хромсодержащим магнетитам является важной типоморфной особенностью акцессориев, обедненных Al_2O_3 [14, 80, 115, и др.]. Хромшпинелиды, подобные кондерским, свойственны ультраосновным породам, входящим в состав концентрически-зональных массивов платформ и складчатых областей. На тройных диаграммах $\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{MgCr}_2\text{O}_4 - \text{Fe}(\text{Cr}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ и $\text{Cr}-\text{Al}-\text{Fe}^{3+}$ приведены поля химических составов хромшпинелидов из массивов Урала, Дальнего Востока и Сибирской платформы (см. рис. 22). Несмотря на широкие колебания содержаний окислов в этих минералах, выявляется определенный типоморфизм хромшпинелидов, свойственный стабильным и складчатым системам. Акцессорные хромшпинелиды из массивов Сибирской платформы (Гулинская интрузия, Кондерский и Чадский массивы) устойчиво характеризуются более низкими значениями шпинелевого (MgAl_2O_4) минала по отношению к хромшпинелидам массивов Платиноносного пояса Урала и массива о-ва Феклистова (Монголо-Охотская система). Такие различия связаны, на наш взгляд, с особенностями глубинного субстрата и условиями генерации ультраосновных расплавов в различных по своей тектонической природе геоблоков Земли.

Корреляция составов оливинов и хромшпинелидов

Определенные структурные взаимоотношения оливиновой матрицы и акцессорного хромшпинелида в дунитах Кондерского массива позволяют предполагать их совместную кристаллизацию. Имеющиеся данные о составах этих сосуществующих минеральных фаз дают возможность проследить характер распределения элементов между ними в различных структурных типах дунитов (обращая особое внимание на их особенности в центральной и краевых частях дунитового тела).

Закономерности фазового соответствия для данной пары минералов могут быть описаны следующим уравнением:



т.е. между оливином и хромшпинелидом существует обмен только двухвалентных катионов (Mg^{2+} , Fe^{2+}), поскольку трехвалентные катионы (Cr , Al , Fe^{3+}) неустойчивы в структуре оливина. Детальные минералогические исследования показали, что магнезиальность оливина около хромшпинелидов и ширина диффузионной зоны между ними зависят от размеров зерен хромшпинелида [3]. Максимальная ширина диффузионной зоны наблюдается около рудных обособлений, где она достигает первых сантиметров.

Соотношения железистостей сосуществующих минералов, отражающие характер распределения этих катионов, приведены на рис. 24. Здесь же показаны линии, отвечающие различным значениям константы равновесия $K_d = X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Spe}} / X_{\text{Fe}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Spe}}$. Термодинамические расчеты показывают, что повышение температуры равновесия этой реакции приводит к усилению химического сродства хромшпинелидов к магнию относительно закисного железа [63], т.е. общая закономерность катионного обмена для пары оливин—хромшпинелид заключается в увеличении значения коэффициента распределения (K_d) при уменьшении температуры равновесия. Это приводит к обогащению хромшпинелида закисным железом, а оливина — магнием. Предельный случай при понижении температуры равновесия — ассоциация высокомагнезиального оливина с магнетитом. Изотермы равновесия рассматриваемой пары минералов располагаются параллельно кривым K_d . Для дунитов с акцессорным хромшпинелидом смещение точек по изотерме вправо показывает возрастание общей железистости пород. При переходе хромшпинелидов из акцессорной формы в рудную смещение фигуративных точек парагенезисов по изотерме определяется несколько иными факторами, хотя общая тенденция сохраняется. На примере хромитовых зон комплекса Стилутер показано, что содержание Mg в хромите и оливине возрастает с увеличением относительного количества рудного минерала в слое, т.е. возрастание доли хромита с более высоким содержанием закисного железа по отношению к оливину компенсируется повышением магнезиальности обоих минералов [28].

На рис. 24 фигуративные точки составов парагенезисов дунитов мас-

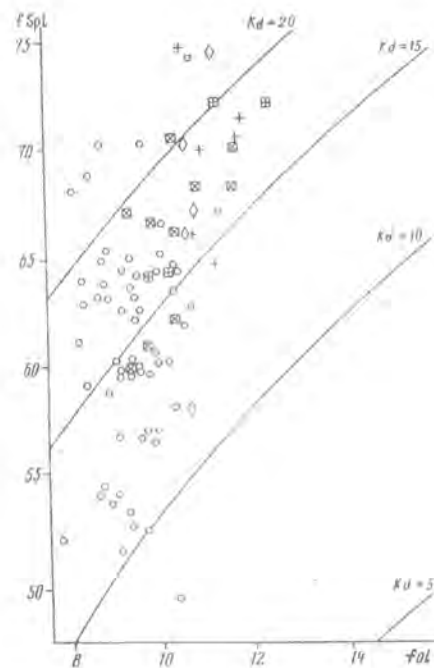


Рис. 24. Соотношение железистости сосуществующих оливинов и хромшпинелидов Кондерского массива

Условные обозначения см. на рис. 23

свива образуют широкую полосу, которая под большим углом пересекает кривые константы равновесия (от $K_d = 120$ до $K_d = 20$). Как видно из этой бинарной диаграммы, железистость оливинов общей выборки слабо коррелируется с железистостью сосуществующих хромшпинелидов, т.е. с увеличением железистости последних не происходит ощутимого возрастания железистости оливинов. На этом рисунке разными условными знаками показаны две группы парагенезисов дунитов: из центра тела и краевых фаций (их ширина составляет ~500 м от контакта с пироксенитами). Причем среди

последних выделены особым условным знаком образцы из северного, восточного, южного и юго-западного флангов. Фигуративные точки составов двух основных групп образуют обособленные поля, смещенные относительно друг друга (краевые фации в целом более железистые). Составы минералов дунитов центральной части показывают широкие вариации магнезиальности хромшпинелидов при постоянной или слабо уменьшающейся железистости оливинов. Расположение точек составов дунитов краевых фаций находится в соответствии с положением изотерм или коэффициента распределения (K_d).

Возможности использования пары оливин + хромшпинелид для температурных оценок равновесия пород неоднократно обсуждались в литературе [14, 28, 128 и др.]. Полученные данные свидетельствуют, что применение существующих геотермометров для определения абсолютных температур кристаллизации хромит-оливиновой ассоциации требует большой осторожности. В целом расчетные температуры явно завышены или дают большой разброс температур для пород близкого состава. Это связано с тем, что геотермометры не учитывают природную неидеальность твердого раствора хромшпинелидов, в том числе и примесь ульвошпинелевого компонента. Следует также иметь в виду недостаточную точность исходных термохимических данных. Вместе с тем эти соображения не препятствуют применению данных геотермометров для качественной относительной оценки температур равновесия разных типов дунитов. В нашем случае была важна качественная оценка, связанная с

Таблица 8. Температура равновесия пары оливин-хромшпинелид из дунитов Кондерского массива

Номер образца	fOl	$fSpl$	K_d	Cr	Al	Fe ⁺³	$T, ^\circ C$
				Cr+Al+Fe ⁺³	Al+Cr+Fe ⁺³	Cr+Al+Fe ⁺³	
K/203	0,11	0,70	19,2	0,63	0,08	0,29	1016
K/210	0,10	0,65	16,34	0,69	0,13	0,18	1083
K/212	0,09	0,63	17,87	0,68	0,10	0,22	1054
K/216	0,09	0,59	14,3	0,69	0,13	0,18	1168
K/226	0,09	0,54	11,66	0,70	0,25	0,05	1161
K/229	0,10	0,61	13,72	0,69	0,13	0,18	1193
K/151	0,10	0,64	15,58	0,63	0,14	0,23	1076
K/155	0,13	0,73	18,67	0,62	0,10	0,28	1005
K/156	0,105	0,66	16,55	0,66	0,14	0,20	1048
K/159	0,10	0,64	16,46	0,66	0,14	0,20	1054
K/300	0,11	0,65	14,26	0,58	0,10	0,32	1161
K/301	0,10	0,745	24,43	0,39	0,06	0,55	723
K/302	0,11	0,69	17,57	0,47	0,08	0,45	978
K/303	0,10	0,70	20,23	0,44	0,07	0,49	870
K/308	0,12	0,71	18,14	0,46	0,06	0,48	973
K/185	0,09	0,60	14,53	0,66	0,14	0,20	1130
K/187	0,10	0,66	18,05	0,57	0,11	0,32	979
K/188	0,12	0,70	17,10	0,67	0,09	0,24	1095
K/193	0,105	0,625	14,20	0,66	0,135	0,205	1155
K/196	0,09	0,67	19,50	0,64	0,11	0,25	978
K/117	0,09	0,58	14,15	0,71	0,15	0,14	1153
K/119	0,09	0,58	13,46	0,60	0,15	0,25	1151
K/120	0,105	0,625	14,13	0,66	0,19	0,15	1089
K/124	0,08	0,68	23,24	0,20	0,08	0,72	526
K/130	0,09	0,71	24,91	0,30	0,06	0,64	623
K/133	0,11	0,74	23,96	0,61	0,10	0,29	864
K/135	0,10	0,645	16,09	0,55	0,09	0,36	1078

положением фигуративных точек относительно кривых коэффициента распределения в минералах магния и железа.

Здесь хорошо зарекомендовал себя геотермометр Е. Джексона [28], учитывающий долю Cr, Al и Fe₂O₃ в составе хромшпинелидов и распределения магния и закисного железа между сосуществующей парой минералов (табл. 8). Поскольку в изученных хромшпинелидах существуют значительные вариации в содержаниях Cr₂O₃ и Fe₂O₃ (значительно выше,

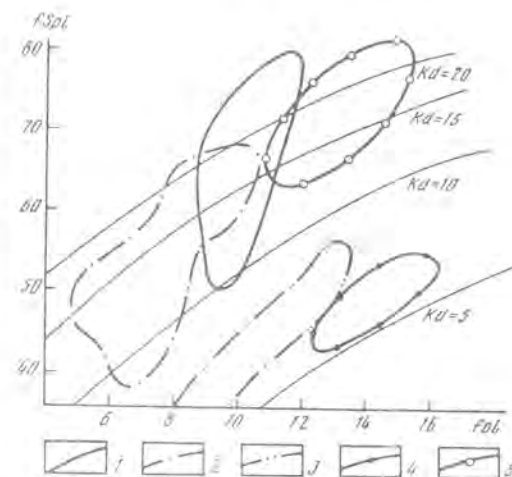
чем в эмпирических данных Джексона, на основе которых был предложен геотермометр), то необходимо было выяснить, как связан коэффициент распределения K_d с хромистостью минералов. Эту зависимость иллюстрирует рис. 24 [81], на который нанесены точки составов и изотермы 1200, 900°C, рассчитанные на основе термохимических данных [63]. Как видно, фигуративные точки образуют линейную полосу, пересекающую под небольшим углом линии изотерм. Это свидетельствует, что изменение соотношения Cr_2O_3/Fe_2O_3 при низком, близком к постоянному содержании Al_2O_3 в хромшпинелидах не вызывает заметного смещения изотерм для пары оливин—хромшпинелид. Таким образом, возвращаясь к анализу рис. 24 и табл. 8, можно сделать вывод, что минимальные температуры равновесия близки для дунитов центральной и краевых частей тела, а максимальные — значительно выше у первых. Необходимо отметить, что в центральной зоне наиболее высокими значениями K_d характеризуется ассоциация оливина с хроммагнетитом (дунит-пегматиты). Фигуративные точки, лежащие между кривыми $K_d = 20$ и $K_d = 15$, принадлежат в основном к образцам, отобранным в участках, непосредственно примыкающих к краевой зоне дунитового тела.

Рассмотрим более подробно особенности распределения Mg^{+2} и Fe^{+2} между оливином и хромшпинелидом в дунитах одного из таких участков (ручей Коротыш) [81]. По радиальному профилю длиной ~400 м было отобрано 19 образцов; возрастание номеров направлено к центру. Наблюдается последовательное понижение значения константы равновесия между минералами по мере приближения к центру дунитового тела. Это указывает на возрастание в этом направлении значений температур последнего равновесия систем. Подобная тенденция установлена и для других участков (ручей Аппендикс), отбор образцов в которых производился по радиальным направлениям. Резюмируя сказанное, можно сделать следующий вывод: данные термометрии оливин-хромитового парагенезиса дунитового тела Кондерского массива показывают устойчивое и направленное к центру повышение температур равновесия этой системы. Этот вывод не противоречит данным работы, в которой исследована кинетика процесса охлаждения дунитового тела [2]. На основании детального изучения диффузионных зон в сосуществующих минералах установлен широкий интервал блокирующих температур и скоростей охлаждения ($T = 400 \div 1250^\circ C$ и $V = 10^{-6} - 10^\circ C/год$). Минимальные скорости охлаждения, определенные для краевых частей дунитового тела, предполагают стабильное и длительное тепловое воздействие, что, вероятно, связано с несколько более поздним формированием пироксенитов, окружающих непрерывной полосой ядерную часть Кондерского массива.

Качественная оценка температурного режима формирования дунитов Кондерского массива и других комплексов основывается на результатах анализа обобщенной диаграммы в координатах железистостей сосуществующих минералов (рис. 25). Наряду с данными по Кондеру здесь приведены соответствующие значения для дунитов платиноносного пояса Урала [41], массива о-ва Феклистова (Монголо-Охотская складчатая система), массива Лукинда [9,105], меймечитов Сибирской платформы,

Рис. 25. Соотношение железистости сосуществующих оливинов и хромшпинелидов из дунитов различных магматических формаций

- 1 — Кондерский массив;
- 2 — Уральский платиноносный пояс;
- 3 — меймечиты Сибирской платформы;
- 4 — массив Лукинда;
- 5 — массив о-ва Феклистова



Сихотэ-Алия и Камчатки [14 и др.]. Наиболее низкими значениями коэффициента распределения Mg и Fe_2O_3 между оливином и хромшпинелидом характеризуются парагенезисы меймечитов и дунитов массива Лукинда. Точки составов образуют ряд, вытянутый вдоль линии $K_d = 5 \div 8$. Температуры образования парагенезиса вкрапленников (оливин + хромшпинелид) меймечитов, полученные расчетными и экспериментальными методами, превышают $1450^\circ C$ [92]. Близкие значения получены для температур кристаллизации дунитов массива Лукинда [9]. Таким образом, температуры последнего равновесия рассматриваемых парагенезисов близки к температурам их близкивидусной кристаллизации, что свидетельствует о высоких скоростях субсолидусного охлаждения. Отсюда можно сделать заключение: формирование (кристаллизация и остывание) этих пород происходило без участия наведенного теплового поля.

Фигуративные точки составов минералов дунитов концентрически-зональных массивов образуют близкие по форме поля, смещенные относительно друг друга вдоль изотерм. Они располагаются на диаграмме в области высоких значений коэффициента распределения и являются секущими по отношению к изотермам (см. рис. 25). Лишь некоторые из рассматриваемых парагенезисов дунитов Кондерского массива имеют коэффициенты распределения Fe и Mg , близкие к "меймечитовым", тогда как их основная масса смещена в область значительно более низких температур равновесия. По сути дела последние являются температурами твердофазного катионного обмена двухвалентных элементов между оливином и хромшпинелидом. Судя по химическим составам минералов из дунитов массивов платиноносного пояса Урала, массива о-ва Феклистова, в дунитовых ядрах этих массивов наблюдается сходная ситуация, т.е. температуры равновесия возрастают от края к центру. Вероятно, такое распределение температур равновесия парагенезисов является типоморфной особенностью концентрически-зональных плуто-

Характерной особенностью минералогии платиноидов Кондерского массива является преимущественное развитие изоферроплатины (табл. 9). Самостоятельные выделения других минералов платиноидов крайне редки, они сконцентрированы главным образом в виде включений внутри индивидов и агрегатов изоферроплатины. Эти включения отличает широкое разнообразие минеральных видов и разновидностей классов самородных элементов, сульфидов (арсенидов) и гидроокислов, распространенность которых варьирует в пределах первых весовых процентов (см. табл. 9).

Все включения минералов платиноидов рассредоточены в пределах 51,9% выделений изоферроплатины, остальные ее образования являются мономинеральными.

Индивиды изоферроплатины в виде мелких (десятые доли и первые миллиметры) кристаллов кубического облика или их двойников прорастания по шпиннелевому закону (рис. 26) встречается редко. Они распространены главным образом в пределах шлировых и линзовидных выделений пироксенитов или сульфидно-малахитовых образований в дунитах и оливинитах.

Главная часть выделений изоферроплатины представлена ее агрегатами с хромшпиннелидами среди межзернового, интерстициального пространства дунитов. Насыщенность выделений изоферроплатины хромшпиннелидами различная, от единичных кристаллов до десятков процентов. В последнем случае агрегаты изоферроплатины заключены в хромититовые шпирь, линзы или жилы в дунитах. Здесь изоферроплатина в виде прожилков с неправильными раздувами и пережимами располагается в интерстициях зерен хромшпиннелидов (рис. 27). Такие образования изоферроплатины имеют наиболее крупные размеры — до нескольких сантиметров. В основном же размеры выделений агрегатов изоферроплатины в дунитах составляют первые доли миллиметра и миллиметры. Оливин по границам с платино-хромовыми агрегатами не имеет выраженной кристаллографической огранки и представлен разъединенными округленно-зернистыми выделениями. Очень часто границей между оливином и изоферроплатиной служат моноклинный пироксен, серпентин, иногда амфибол или флогопит. При этом в случае значительной мощности этих минералов (миллиметры) изоферроплатина приобретает на такой границе идиоморфные кубические очертания. В крупных рудных платино-хромовых скоплениях оливин составляет мономинеральные "ксеролиты" дунита, сцементированные изоферроплатино-хромшпиннелидовым агрегатом. Дунит часто выступает в качестве силикатной подложки, на которой произрастают рудные минералы, и служит тем самым базисом. Граница между дунитом и хром-платиновым агрегатом часто заполнена тонкими прожилками пироксенита, нередко слюдистого, или серпофиром. Данное обстоятельство указывает, что хром-платиноидные минералы вместе с ассоциирующими с ними пироксенами и водными силикатами занимают межзерновое, интерстициальное (рис. 28) положение в дунитах, т.е. являются более поздними по времени образованиями.

Таблица 9. Распространенность минералов платиноидов в массиве Кондер

Минерал	Содержание, вес. %	Минерал	Содержание, вес. %
Изоферроплатина	98,675	Эрликманит	0,071
Кубические твердые растворы иридия, осмия, платины и рутения	0,514	Лаурит	0,033
		Холлингвортит	0,021
Гексагональные твердые растворы осмия, иридия, и рутения	0,484	Купрородсит	0,003
		Кондерит	0,001
Ирарсит	0,094	Куперит	0,009
Купроиридсит	0,019	Малонит	0,003
Кашинит	0,006	Сперрилит	0,014
Инаглит	0,001	Другие сульфиды, арсениды, интерметаллиды и окислы платиноидов*	0,052

* Туламинит; хонгшит; фаза Pt(Cu, Sn); фаза (Pt, Pd) (Bi, Sb); инсизваит; фаза Pd(Cu, Zn); звягинцевит; мертит I; стиллуотерит; гуонгленит; палладоарсенид; фаза (Au, Pt) Cu; боунт; фаза (Fe, Cu) Rh₂S₄; фаза Ir₅PbS₁₀; платарсит; фаза (Fe, Ni, Cu)₄ Ir₂S₇; фаза (Fe, Ni, Cu)₄; Rh₂S₇; фаза (Ir, Os, Ru, Pt) O (OH) n H₂O; фаза (Rh, Fe) O (OH) n H₂O; фаза (Pt, Pd, Bi) O (OH) n H₂O; фаза PdO(OH) n H₂O; фаза (Fe, Ir, Rh, Pt) O (OH) n H₂O.

Примечание. Распространенность минералов основана на изучении 5723 шлифов зерен изоферроплатины и 1434 микрозондовых определений полного химического состава минералов платиноидов.

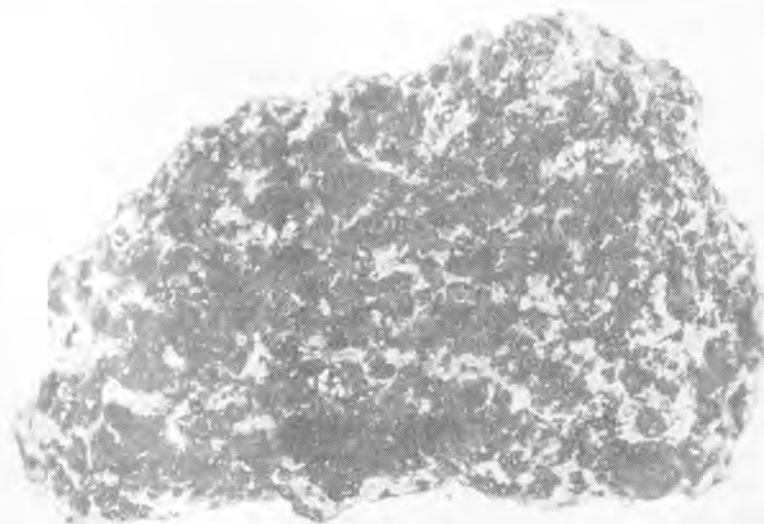
Распределение выделений изоферроплатины в дунитах неравномерное, весьма различно и насыщенность ими шлиров хромититов.

Вариация распространения изоферроплатины среди минералов платиноидов в различных участках дунитов составляет 93,4 — 98,7 вес.%. На основании выполненных 765 микрозондовых анализов установлено, что изоферроплатина характеризуется устойчивым составом как по главным минералообразующим элементам (рис. 29), так и по элементам-примесям (табл. 10), близким к стехиометрии — Pt₃Fe. Средние содержания примесных элементов невелики (десятые доли весового процента), единственным исключением является Ir, содержание которого всегда более 1 вес.% (см. табл. 10). Согласно рентгенографическим данным изоферроплатину характеризуют сверхструктурные отражения упорядоченной примитивной кубической ячейки [68]. Рентгенографические исследования показали, что в массиве отсутствует самородная и железистая платина с неупорядоченной гранецентрированной кубической ячейкой, что указывает на необоснованность упоминания об их значительных находках здесь Л.В. Разиным [83]. На фоне постоянства главных параметров изоферроплатины наблюдаются второстепенные вариации ее примесей — Ir, Os и Rh. Более высокие содержания этих элементов-примесей в изоферроплатине коррелируются с повышенными концентра-



Рис. 26. Агрегат кристаллов-двойников изоферроплатины, сросшихся по шпинелевому закону. Увел. 4

Рис. 27. Изоферроплатина в хромитите (черный). Увел. 5



циями в ней включений минералов этих платиноидов. В пределах зерен изоферроплатины наиболее иридные их разновидности содержат в себе кубические твердые растворы Ir, Os и Pt. В изоферроплатине из дунитов установлены равномерные концентрации примесей Rh и Pd.

Важной особенностью распространения включений минералов платиноидов в выделениях изоферроплатины (см. табл. 9) является то, что гексагональные твердые растворы Os и Ir очень редко встречаются

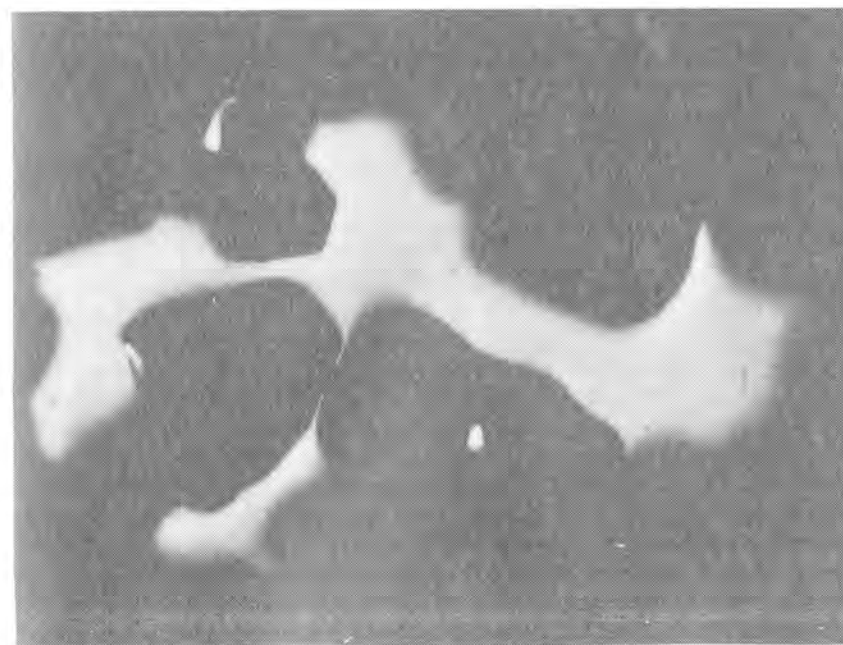


Рис. 28. Изоферроплатина в межзерновом пространстве породообразующего оливина. Увел. 50

совместно с кубическими твердыми растворами Ir и Os, в то время как другие минералы довольно часто находятся в одних и тех же зернах. По этому признаку выделения изоферроплатины с высокой степенью достоверности можно разделить на три группы: 1) с гексагональными твердыми растворами Os и Ir, заражено в среднем выделений изоферроплатины — 24,2%; 2) с кубическими твердыми растворами Ir и Os — 5,8%; 3) без твердых растворов Ir и Os — 70,0%.

Средняя относительная распространенность включений сульфидов, арсенидов и сульфидарсенидов в этих трех группах выделений изоферроплатины соответственно составляет 23,7, 34,9 и 31,3%. Такое распределение сульфидов свидетельствует, с одной стороны, о независимом от геохимической специализации распространении серы при минералообразовании платиноидов, с другой стороны — о кристаллизации собственно осмиевых минералов в условиях сегрегации рудных элементов с несколько меньшим ее потенциалом. Некоторое повышение содержаний сульфидов (арсенидов) платиноидов приходится на приконтактные участки дунитов с пироксенитами. Вместе с тем повышенное содержание и многообразие здесь форм сульфидов происходит на фоне общего увеличения концентраций в изоферроплатине включений минералов платиноидов всех классов (см. табл. 9).

Твердые растворы Os, Ir и Ru являются наиболее распространенными

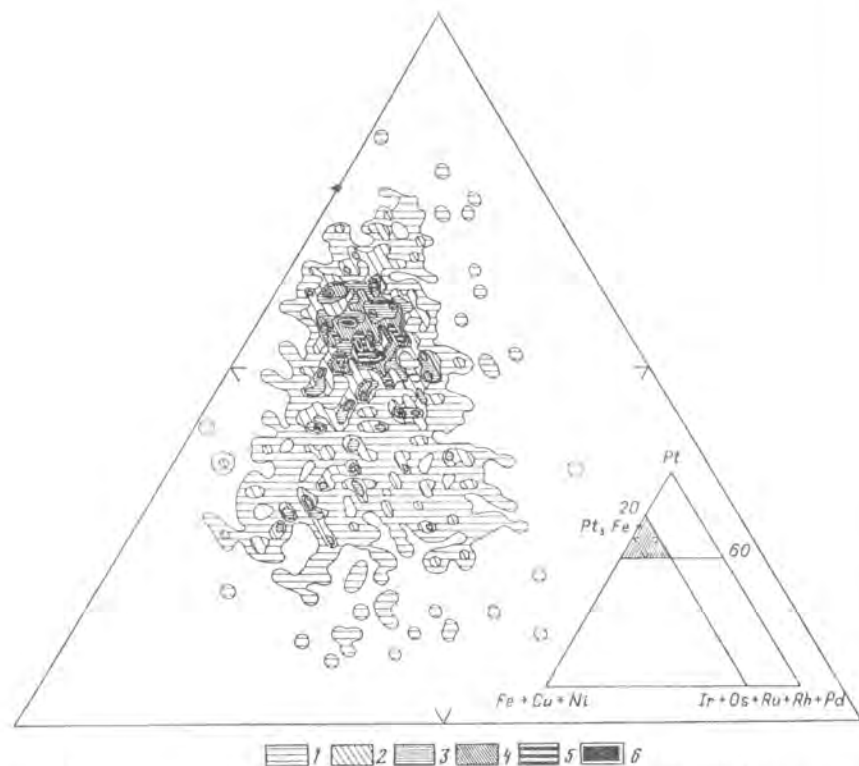


Рис. 29. Диаграмма соотношений главных и второстепенных элементов в изоферроплатине щелочно-ультраосновного массива Кондер (составлена на основании 765 микрозондовых анализов минеральных индивидов)

1—6 — поля плотности встречаемых составов изоферроплатины: 1 — 1—2; 2 — 2—4; 3 — 4—6; 4 — 6—8; 5 — 8—10; 6 — более 10 анализов

среди включений в изоферроплатине. Содержания их гексагональных и кубических представителей примерно равное (0,52 и 0,48 вес.% соответственно) (см. табл. 9), несмотря на то, что частота встречаемости зерен изоферроплатины с первыми из них значительно большая, примерно в 5 раз. Характерной особенностью этих твердых растворов (как гексагональных, так и кубических) является низкое содержание в них Ru (см. табл. 10), поэтому среди них основное значение имеют мало-рутенистые минеральные виды — самородный осмий, придосмин и осмирид (рис. 30). Последний чаще всего представлен наиболее платиносодержащей (9,84—13,60 вес.%) разновидностью и обладает гранецентрированной кубической элементарной ячейкой с параметром $a = 3,857 \pm 0,005 \text{ \AA}$. Для гексагональных твердых растворов Os, Ir и Ru ранее были получены зависимости параметров и объема элементарной ячейки от химического состава [69].

Среди включений сульфидов и сульфоарсенидов чаще всего встречаются минералы с Ir и Os (см. табл. 9) при абсолютном преобладании первых. Большая часть Ru сосредоточена в лауристе, имеющем незна-

чительную относительную распространенность (4,8—6,5%). Преимущественный идиоморфизм лауристы относительно сульфидов других платиноидов указывает на большую способность Ru к образованию ранних форм. Среди минералов-включений в изоферроплатине распространены хромшпинели платиноидов-купроиридсит, купрородсит и маланит [87]. Арсениды платиноидов представлены сперриллитом. Он чаще сульфидов образует самостоятельные единичные индивиды, которые имеют предпочтительное распространение в пределах развития полей пироксенитов (кросьвитов).

Средневзвешенное содержание сульфидов и им подобных минералов платиноидов незначительное — 0,32 вес.%. Идеализированный их состав (табл. 11) свидетельствует, что их платинометаллическая специализация убывает в ряду иридий—осмий—платина—рутений—родий—палладий.

Непредвиденным оказалось открытие новой группы минералов платиноидов класса гидроокислов (см. табл. 9). В отличие от всех известных ранее минералов платиноидов им присущи черный цвет и металлически-матовый блеск. Данное обстоятельство делает их схожими с гидроокислами марганца и железа, от которых они отличаются большим удельным весом (11—12 г/см³) и невыраженным характером магнитных свойств. Выявлено незначительное распространение гидроокислов платиноидов, но, учитывая необычность их физических свойств, вопрос о дальнейшем исследовании этих минералов не следует оставлять без должного внимания.

Неплатиноидные минералы сростания (породо- и рудообразующие) и включения в выделениях изоферроплатины представляют группу, важную для реконструкции условий рудообразования. Хромшпинелиды — включения и сростания в зернах изоферроплатины по составу практически не различаются между собой и образуют единое поле в области хромшпинелид-пикрохромитового и хромшпинелид-магнетитового трендов (рис. 31). Правомерность выделения перечисленных трендов демонстрируется двойной зональностью индивидов хромшпинелидов: с одной стороны, увеличением содержания Cr к краевым частям зерен, с другой — Fe³⁺. Основное значение имеют составы из поля хромшпинелид-пикрохромитового тренда, они указывают на то, что в этом рудообразующем направлении происходит наиболее полная сегрегация платины в минеральную форму. Состав хромшпинелидов сростания и включений в изоферроплатине находится в соответствии с полем составов хромшпинелидов аксессуарных, вкрапленно-шлировых и гнездово-жильных хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива (см. рис. 31). Здесь хромшпинелид-пикрохромитовый тренд проявлен среди магнетиальных дунитов, а хромшпинелид-магнетитовый — в более железистых их разновидностях, вблизи аподунитовых образований [11]. Составы аксессуарных и рудных хромшпинелидов не различаются между собой, и их индивиды имеют примерно одинаковые вариации содержаний Mg, Cr, Fe и Al. Это может свидетельствовать об едином способе образования тех и других разновидностей хромшпинелидов. Разброс же составов индивидуальных обособлений хромшпинелидов и из рудных сегрегаций указывает на относительно автономную их кристаллизацию среди дунитов (см. рис. 31).

Таблица 10. Средневзвешенный химический состав главных и второстепенных самородных минералов платиноидов массива Кондер, вес. %

Минеральная группа	n	Pt		Ir		Os		Ru	
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Изоферроплатина	765	87,31	0,77	1,64	0,45	0,22	0,08	0,07	0,03
Кубические твердые растворы иридия, осмия, платины и рутения	66	10,51	0,97	57,58	2,32	26,54	2,60	2,35	0,99
Гексагональные твердые растворы осмия, иридия и рутения	196	1,50	0,61	15,06	3,51	80,70	3,66	2,05	0,67

Минеральная группа	n	Rh		Pd		Fe		Ni		Cu	
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Изоферроплатина	765	0,53	0,09	0,40	0,06	9,00	0,28	0,13	0,03	0,70	0,07
Кубические твердые растворы иридия, осмия, платины и рутения	66	1,96	0,22	0,09	0,11	0,82	0,12	0,04	0,02	0,11	0,04
Гексагональные твердые растворы осмия, иридия и рутения	196	0,50	0,06	0,05	0,04	0,08	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03

Примечание. Определение полного химического состава минералов осуществлялось на микрозонде "Камебаке" (СВКНИИ ДВО РАН) при условиях съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток образца 20—30 нА, диаметр зонда 2—3 мкм. В качестве эталонов использовались чистые металлы Pt, Os, Ir, Ru, Rh, Pd, Fe, Ni, Cu, а также PbS и PtAs₂ (на S), FeAsS и PtAs₂ (на As). Аналитические линии для платиноидов (кроме Pd) — L_α, для Pd — L_β, для Os в присутствии Cu — M_α; для остальных элементов — K_α; для Cu в присутствии Ir и для Rh в присутствии Ru учитывались соответствующие наложения аналитических линий по эталонам. Пересчет относительных интенсивностей на концентрации осуществлялся по стандартной программе ZAF на РДР11/03 матобеспечения микроанализатора "Камебаке"; n — число микрозондовых анализов, $\bar{x}$ — среднее арифметическое, s — среднеквадратичное отклонение.

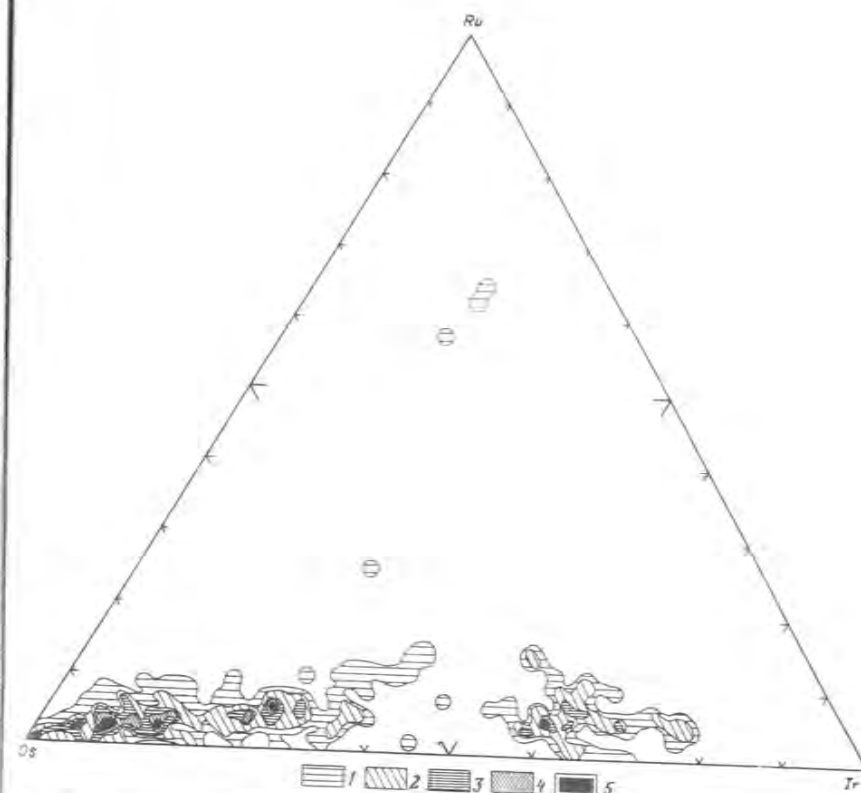


Рис. 30. Диаграмма соотношений осмия, рутения и иридия в гексагональных и кубических твердых растворах включений в изоферроплатине щелочно-ультраосновного массива Кондер (составлена на основании 262 микрозондовых анализов минеральных индивидов)
1—5 — поля плотности встречаемых составов твердых растворов осмия, рутения и иридия: 1 — 1—2; 2 — 2—4; 3 — 4—6; 4 — 6—8; 5 — более 8 анализов

Эти выводы, сделанные на основании составов хромшпинелидов, относятся и к образованию сопровождающих их минералов платиноидов. Несколько повышенное содержание окиси хрома и меньшее — железа во включениях и срастаниях хромшпинелидов с изоферроплатиной относительно породообразующих акцессорного и рудного хромшпинелидов лунитов (см. рис. 31, табл. 12) может свидетельствовать о предпочтительном рудообразовании на начальных стадиях проявления хромшпинелид-магнетитового тренда массива.

Изоферроплатина и хромшпинелиды, в том числе и шпирообразные их обособления, содержат одинаковый набор силикатов-включений (табл. 13). Наиболее распространенными среди них являются клинопироксены (диопсид, эгирин-диопсид, хромдиопсид), флогопит, роговая обманка [88]. При этом морфология минералов-включений определяется кристаллическим структурным мотивом содержащей их матрицы: включения кубической

Таблица 11. Средний химический и фазовый состав "шлиховой платины" массива Кондер

Минерал, минеральная группа	Элемент, вес. %											Содержание фазы, %
	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Cu	Ni	Fe	S	As	Другие
"Шлиховая платина"	84,84	2,03	0,77	0,12	0,54	0,39	0,69	0,13	8,73	0,06	0,04	1,62
Изоферроплатина	84,74	1,59	0,21	0,07	0,51	0,39	0,68	0,13	8,73	—	—	97,05
Кубические твердые растворы иридия, осмия, платины	0,06	0,30	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	0,52
Гексагональные твердые растворы осмия, иридия и рутения	0,01	0,07	0,37	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	0,48
Сульфиды и арсениды платиноидов	0,03	0,07	0,06	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,04	0,32
Силикаты, окислы и другие минералы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,62

Примечание. Состав рассчитан по оригинальной программе в СВКНИИ ДВО РАН на основании сытовых и минералогических анализов 436 проб "шлиховой платины", 248 определений объемного веса и изучения 5723 анализов зерен изоферроплатины, 1280 микронзондовых определений полного состава минералов платиноидов.

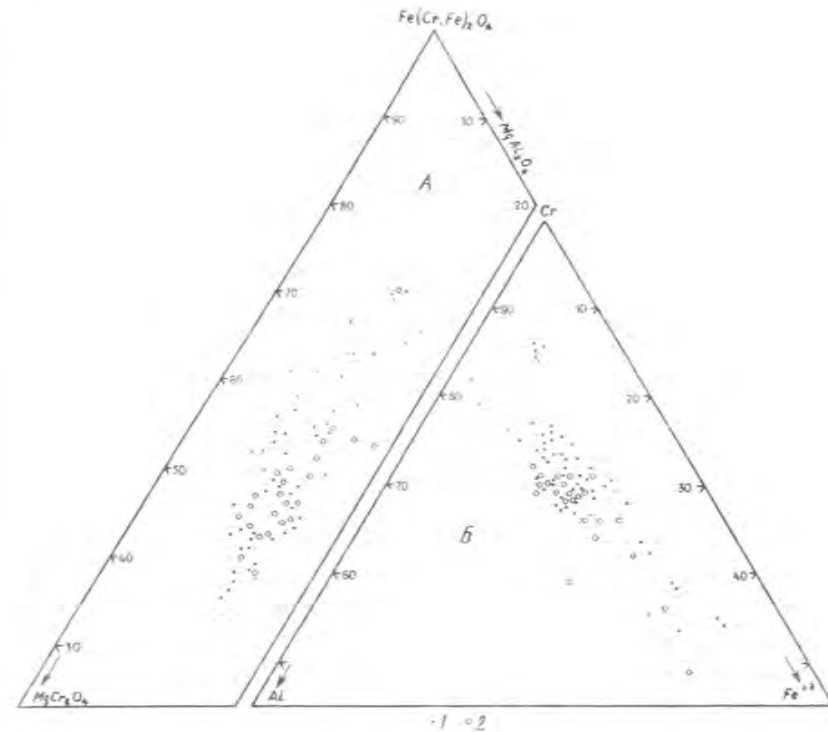


Рис. 31. Нормативный состав (А) и соотношение трехвалентных катионов (Б) хромшпинелидов включений в изоферроплатине (1) и дунитов (2) щелочно-ультраосновного массива Кондер.

формы характерны для изоферроплатины, а октаэдрической — для хромшпинелида (рис. 32). В отличие от пироксенов и водосодержащих силикатов редко встречающиеся включения оливина в изоферроплатине имеют собственную кристаллографическую огранку. По составу они отличаются от породообразующих оливинов несколько меньшим содержанием фаялитового компонента (см. табл. 13). Таким образом, в рудных минералах (изоферроплатине и хромшпинелидах) наблюдается специфический набор сопутствующих включений и интерстициальных выделений относительно вмещающей силикатной матрицы. Характерна устойчивая парагенетическая связь платиноидных минералов и хромшпинелидов с водосодержащими силикатами. О сингенетичности происхождения этих минералов свидетельствует их структурно-ростовая зависимость. Присутствие в рудном парагенезисе водосодержащих силикатов указывает на непосредственное участие в процессе его кристаллизации флюидной фазы, а содержание в них К, Na и Ca (см. табл. 13) — на щелочной потенциал минералообразующей среды. Об активной роли флюидной фазы при формировании рудных минералов говорят также

Таблица 12. Химический состав хромшпинелидов породобразующих и включений в изоферроплатине массива Кондер, вес. %

Хромшпинелиды	n	TiO ₂		Al ₂ O ₃		Cr ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		NiO		Сумма
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	
Породообразующие	168	0,78	0,25	6,44	0,99	48,94	4,80	15,69	4,67	17,04	2,30	0,37	0,09	10,63	1,23	0,13	0,02	100,02
Включения в изоферроплатине	114	0,75	0,17	5,82	1,11	51,21	4,40	14,17	4,48	17,10	2,97	0,43	0,05	10,26	1,96	0,04	0,02	99,78

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе "Камебакс" (СВКНИИ ДВО РАН); n — число микрозондовых анализов; $\bar{x}$ — среднее арифметическое; s — среднеквадратичное отклонение.

Таблица 13. Химический состав силикатов-включений в изоферроплатине массива Кондер, вес. %

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
Оливин	41,17	—	—	—	7,24	0,16	0,19	51,48	0,17	—	—	—	100,41
Диопсид	52,52	0,29	1,59	0,17	9,79	0,12	0,01	11,69	20,93	2,26	0,02	—	99,97
Амфибол	45,20	0,62	9,95	2,03	3,85	0,04	0,02	19,90	12,30	3,29	0,19	2,12	99,51
"	47,80	0,91	8,44	0,37	2,69	0,11	0,65	20,60	12,20	2,56	0,49	2,13	98,95
Флогопит	42,60	2,31	12,50	0,02	1,38	0,10	1,22	24,90	—	0,33	9,70	4,22	99,28
"	37,80	1,00	13,90	3,52	2,92	0,12	0,10	25,40	0,25	0,47	10,00	4,22	99,70
Серпентин	41,90	0,07	1,64	0,66	3,51	0,25	0,22	38,00	0,14	0,01	0,04	12,53	98,97
Хлорит	34,20	0,93	12,70	1,19	3,36	0,30	3,72	26,70	0,06	0,17	0,02	11,61	94,96

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе "Камебакс" (СВКНИИ ДВО РАН). Содержание H₂O рассчитано исходя из типовых формул минералов.

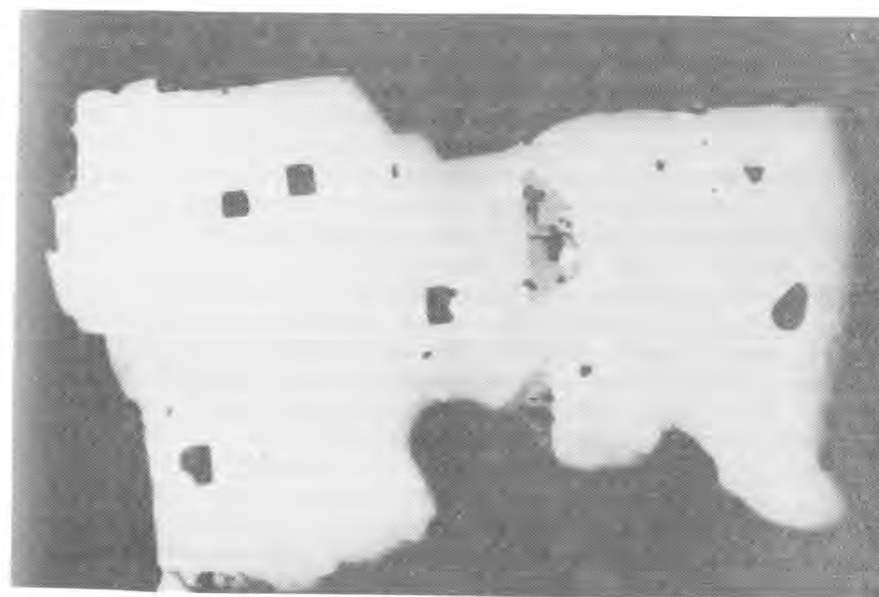


Рис. 32. Кубические включения амфиболов и флогопита (черные), подчиненные структурному мотиву, вмещающие изоферроплатины. Увел. 50

газовые вакуоли, поры и дендритный характер некоторых зерен изоферроплатины.

Нередко образования платиноидов сопровождаются другими самородными минералами и интерметаллидами Au, Cu, Sn, Pb, Ag, Sb, Bi и др. Кроме самостоятельных выделений, они образуют каймы и пленки вокруг зерен-агрегатов изоферроплатины. Более поздние "рубашки" самородного золота вокруг изоферроплатины отличает весьма разнообразный и невыдержанный химический состав. Кроме серебра (0,4—42,7 вес.%), характерными элементами самородного золота являются Cu (0,1—18 вес.%), Pd (0,1—4,9 вес.%), Pt (0,1—1,1 вес.%) и иногда Hg (до 0,7 вес.%). Изредка самородное золото находится в сингенетических сростаниях с минералами платиноидов, преимущественно палладия — мертиит-1, стиллуотерит, гуанглинит, палладоарсенид и звягинцевит. Среди зерен, сложенных золото-палладиевой ассоциацией, обнаружены роговая обманка, сфен и плагиоклаз. Их появление, вероятно, связано со своеобразными условиями минералообразования при формировании магматических пород алданского комплекса.

Иногда среди изоферроплатины развиваются неплатиноидные сульфиды — халькозин(?) (дигенит), борнит и пирротин. Особенно часто эти сульфиды сопровождают минералы платиноидов в сульфидно-малахитовых линзах среди дунитов.

Структурные взаимоотношения минералов платиноидов и сопровож-

дающих их фаз позволяют наметить в общих чертах следующую последовательность кристаллизации. Первыми, с хромшпинелидами, в пределах платиноидной сегрегации кристаллизуются твердые растворы Os, Ir и Ru, а также лаурит-эриксманит. Для их совместного роста характерен сравнительно непродолжительный и относительно близкий временной интервал. Встреченные в полированных шлифах зерен изоферроплатины выделения ранних минералов имеют совершенную кристаллографическую огранку. Срастание этих минералов представляет микроагрегат с гипидиоморфнозернистой структурой. В редких случаях совместного нахождения гексагональных и кубических твердых растворов Os, Ir и Ru наиболее идиоморфными являются первые; хромшпинелид здесь стеснен как одним, так и другим минералами. При этом в индивидуальных выделениях относительное время кристаллизации этих твердых растворов, сульфидов осмия, иридия и рутения, а также хромшпинелидов несколько варьирует, что, вероятно, обусловлено различными автономными условиями минералообразования локальной платиноидной сегрегации.

Изоферроплатина в ассоциации с твердыми растворами Os, Ir и Ru всегда ксеноморфна. Период ее кристаллизации достаточно продолжительный и начинается с консолидации основной массы хромшпинелида. Судя по корродированным и реликтовым включениям хромшпинелида, некоторая часть изоферроплатины кристаллизуется позже этого минерала. Изоферроплатина вместе с хромшпинелидом или без него формируется в интерстициях между оливиновыми зернами. Здесь индивиды изоферроплатины образуют агрегаты с панидиоморфнозернистой структурой. В процессе кристаллизации изоферроплатиновой матрицы и на заключительных его этапах консолидируется значительная часть включений сульфидов и сульфоселенидов иридия и родия. Эти минералы часто замещают дислокационные участки вдоль кубического и октаэдрического направлений в индивидах изоферроплатины.

Завершает процесс кристаллизации платиноидов интерметаллиды платины и палладия в соединениях с Cu, Sn, Pb и Zn (см. табл. 9), которые чаще всего встречаются вокруг выделений изоферроплатины. С одной стороны они образуют "рубашку" на поверхности выделений изоферроплатины, с другой — псевдоморфозы по ним. Экзоконтактовые псевдоморфозы также выполняют куперит, гидроксиды платины и палладия. В отличие от последних гидроксид Ir, Os и Ru составляет псевдоморфозы по иридоксиду, внутри зерен изоферроплатины.

Онтогенетические особенности указывают на устойчивую парагенетическую связь основной части минералов платиноидов с хромшпинелидами. Тожественный характер эволюции рассеянной вкрапленности (тонких фракций), прожилково-шлировых обособлений (самородков) рудного вещества, специфический набор сопутствующих им включений и интерстициальных выделений второстепенных минералов (пироксены, амфиболы, флогопит, серпентин, хлорит и др.) обусловлены определенной автономностью процесса его кристаллизации в пределах твердофазной оливиновой матрицы. Возникновение такой платиноокисной фазы возможно в результате флюидно-метаморфогенного преобразования первичного суб-

страта — рафинирования силикатной матрицы, мобилизации из нее флюидом рудных компонентов и последующего их отложения в виде рассеянной вкрапленности или различных по морфологии рудных тел в зависимости от характера распределения во вмещающей среде динамических напряжений. Подобный механизм образования рудных минералов характерен для всех ультрамафитовых геологических формаций (альпиноидной, дунит-пироксенит-габбровой и щелочно-ультраосновной) [30, 31, 37, 40, 66, 108, 110], что послужило основанием для выделения среди них группы метаморфогенных платиноидных рудных формаций [37].

Таким образом, взаимоотношения изоферроплатины с породообразующими минералами свидетельствуют, что она приурочена к межзерновым пространствам оливиновой матрицы дунитов или к широкообразным скоплениям хромшпинелидов. Судя по составу включений хромшпинелидов из агрегатов с изоферроплатиной и их ксеноморфному положению относительно породообразующего оливина, эволюция рудного вещества осуществляется по хромшпинелид-пикрохромитовому и хромшпинелид-магнетитовому трендам среди существующих силикатов. Первый из них реализуется в тех участках магнезиальных дунитов массива, где происходит наиболее полная сегрегация платины в выделения изоферроплатины. Последние выступают в качестве своеобразного природного королька, в котором концентрируются все остальные платиноиды в виде изоморфной примеси или минеральных включений.

Одинаковый характер эволюции рассеянной вкрапленности и прожилково-шлировых обособлений рудного вещества и специфический набор генетически сопутствующих ему включений и интерстициальных выделений второстепенных минералов обусловлены некоторой автономностью процесса кристаллизации рудных сегрегаций в дунитах. Эти обстоятельства позволяют рассматривать рудные сегрегации как результат флюидно-метаморфогенного преобразования ультрамафитов с одновременным отделением платиноидно-хромовой составляющей и отложением ее в виде рассеянной вкрапленности или различных по морфологии рудных тел. Их неравномерное распределение и относительные вариации состава обусловлены нестационарным режимом кристаллизации рудного вещества. Процесс перекристаллизации дунитового субстрата, вероятно, осуществлялся в результате динамических напряжений и флюидной флуктуации, которые, в свою очередь, сопровождали деятельность щелочно-основных магм. Такой механизм рудообразования предполагает, что наиболее обогащенные платиноидно-хромовыми выделениями участки дунитов будут находиться в пределах "барьеров" зон разгрузки динамических напряжений и флюидной проницаемости. Это, в свою очередь, указывает, что ярко выраженного петрографического контроля в отношении рудных платиноидно-хромовых тел здесь ожидать не следует. Метаморфогенная природа и автономное развитие парагенетической хромитовой и платиноидной минерализации в дунитах Кондерского массива существенно отличаются от известных примеров рудообразования платиноидных формаций магматических комплексов ультрамафит-мафитового профиля [44], для которых естественным является

выдержанность минералого-геохимических и геометрических параметров рудных горизонтов со значимой корреляцией между петрографическими факторами.

Внешние особенности выделений платиноидов, их минеральное и химическое своеобразие (см. табл. 9—11): 1) устойчивый состав изоферроплатины с преимущественной специализацией на примесь Ir; 2) существенное преобладание среди минералов-включений в изоферроплатине иридиевых и осмиевых фаз при умеренном и незначительном развитии рутиновых, родиевых и палладиевых; 3) химический ряд минералообразующих элементов $Pt \gg Ir > Os > Rh > Pd > Ru$, а также состав минералов-включений хромшпинелидов и силикатов (см. табл. 12, 13) позволяют отнести Кондерский массив ультраосновных, щелочных пород к коренному источнику россылей иридино-платинового минералого-геохимического типа [65, 66].

МИНЕРАЛОГИЯ ПИРОКСЕНИТОВ

Породообразующие и акцессорные минералы

Основными первичными минералами пироксенитов кондерского комплекса являются клинопироксен и рудная фаза (титаномагнетит, ильменит). В составе позднемеловых пироксенсодержащих пород известны титаномагнетит, апатит, флогопит, амфибол.

Клинопироксен присутствует в породах в переменных количествах, характеризуясь разнообразными формами и размерами проявлений. Как правило, зерна имеют ксеноморфный характер, в них постоянно присутствуют продукты распада (магнетит-клинопироксен). Необходимо отметить, что в пироксенах рудных разностей содержится небольшое количество таких примесей. Минерал практически не закален, в пределах небольших объемов установлены незначительные колебания петрогенных окислов.

Результаты химических анализов клинопироксенов, выполненных на микроанализаторе, показывают, что содержания FeO, MgO и Al_2O_3 изменяются в зависимости от петрографического и химического типа пород, т. е. налицо типоморфные качества этого минерала (табл. 14). Стабильно только содержание Ca.

В диопсидитах (группа A/IV) клинопироксены характеризуются максимальными содержаниями SiO_2 и минимальными — Ti и Al. Такие количества Ti в минералах указывают на явно нещелочной характер пород.

Также невелики концентрации Ti в клинопироксенах из косьвитов (группа B) и рудных пироксенитов (группа A/I). В данном случае можно говорить о породах нормальной щелочности [56]. Вместе с тем в этих минералах существенно ниже содержания SiO_2 , они более железистые. Химический состав титаномагнетита также существенно варьирует в зависимости от типа пород (см. табл. 14). Ниже приводятся данные о фазовом составе и структурных разновидностях этого минерала.

Таблица 14. Химический состав минералов из пироксенитов

Оксид	Группа B						Группа A/		Группа A/IV					
	Обр. АК 4/1Д			Обр. АК 7/2Б			Обр. АК 9/3Б		Обр. АК 9/5Б			Обр. АК 7/8С		
	клино-пироксен	магнетит	клино-пироксен	магнетит	клино-пироксен	магнетит	клино-пироксен	магнетит	клино-пироксен	магнетит	клино-пироксен	оливин	магнетит	
SiO ₂	51,00	—	49,13	—	50,32	—	53,57	—	52,91	—	39,58	—	—	
TiO ₂	0,68	7,82	1,25	9,61	1,05	10,95	0,15	3,57	0,25	—	—	—	5,65	
Al ₂ O ₃	2,78	2,30	4,37	2,61	2,95	2,09	1,28	1,77	1,26	—	—	—	2,68	
Fe ₂ O ₃	—	35,52	—	34,85	—	35,99	—	30,75	—	—	—	—	34,36	
FeO**	7,95	—	7,01	—	8,32	—	4,47	—	5,14	—	21,51	—	—	
FeO	—	51,68	—	46,89	—	46,08	—	60,97	—	—	—	—	49,94	
MnO	0,50	1,12	0,31	1,08	0,30	1,78	0,08	0,30	—	—	0,37	—	0,45	
MgO	13,65	1,30	13,55	2,41	12,84	2,31	16,73	2,35	16,51	—	39,52	—	0,90	
CaO	23,02	0,51	24,10	—	23,27	—	24,21	—	23,66	—	—	—	—	
Na ₂ O	0,91	—	0,53	—	0,79	—	0,30	—	0,24	—	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	—	0,11	—	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
f	25	94,04	23,28	89,34	27,39	90,13	—	0,28	—	—	—	—	4,07	
Сумма	100,49	100,36	100,25	97,85	99,84	99,20	100,79	99,99	99,97	—	100,98	—	98,05	
Примечание, FeO** — общее железо.														

Фазовый состав и структурные разновидности магнетита

Для выявления фазового состава и структурных разновидностей магнетита из различных групп пироксенитов массива были использованы различные методы исследования, начиная от традиционного микроскопического, в том числе при больших увеличениях, и кончая современными. Привлечение многих методов имело целью выявление всех фазовых и структурных преобразований, которые происходили в кристаллической решетке протомангнетита в течение длительного интервала его существования от момента начала кристаллизации в клинопироксеновом расплаве до полного охлаждения. Интерес к этому процессу был вызван необходимостью изучения его влияния на поведение элементов и минералов платиновой группы, которые оказались в протомангнетите в виде изоморфной примеси или в виде микровключений.

Кондерский магнетит представляет собой многофазную систему, главная часть которой сложена магнетитовой матрицей или собственно магнетитом. По результатам изучения цвета и отражательной способности мы выделяем две основные разновидности этого минерала: магнетит-1 ("розовый") и магнетит-2 ("голубой"). При нормальных микроскопических увеличениях в магнетите наблюдаются вросстки ильменита, которые по морфологии, взаимоотношению между собой и с другими внутримангнетитовыми фазами можно подразделить на три генерации. При больших увеличениях магнетитовая матрица обнаруживает тонкорешетчатое строение, при котором криптопертитовые вросстки ульвошпинели образуют очень тонкую трехмерную сетку пластинок, параллельных плоскости (100) магнетита. Межпертитовый магнетит слагает мельчайшие кубы и прямоугольные блоки, разделенные пластинками ульвошпинели, составляющей около 20 об. %. Зерна магнетита постоянно содержат также мельчайшие закономерные включения шпинели. Шпинель образует в магнетите изометричные, часто округлые зерна, ориентированные по грани (100). По трещинам и другим ослабленным зонам в магнетите нередко развивается вторичный гематит, который принадлежит к числу наиболее поздних образований. Микроскопические наблюдения в прозрачных шлифах и аншлифах свидетельствуют о том, что в магнетите в виде минералов-узников находятся довольно многочисленные кристаллы апатита, призматические зерна клинопироксена, флогопита, мельчайшие зернышки сульфидных минералов (пирротина, халькопирита, пирита), микрозолотины, возможно, минералы группы платины.

Химический состав магнетита анализировался нами во всей серии ультраосновных пород, начиная от оливинитов, включая безрудные и рудные клинопироксениты, в том числе пегматоидные апатит-флогопит-магнетитовые, и кончая магнетитовыми жилами в пегматоидных апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитах. В табл. 15 они сопоставлены между собой, а в табл. 16 — с анализами магнетита из горных пород Платиноносного пояса Урала.

Состав магнетита из ультраосновных пород Кондерского массива характеризуется достаточно высоким содержанием Ti (4,02—8,51 мас. % TiO₂), заметными концентрациями Mg, Al, Mn, а из элементов-примесей

Таблица 15. Средний химический состав магнетита из рудных клинопироксенитов и других горных пород Кондерского массива, вес. %

№ п/п	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Сумма	n
1	3,55	2,35	4,02	1,38	0,60	39,31	48,83	100,04	4
2	1,31	1,28	5,50	0,31	0,48	42,55	49,29	100,72	8
3	0,26	0,25	—	—	—	46,92	52,44	99,87	2
4	1,65	1,10	7,99	0,05	0,67	40,56	48,22	100,24	2
5	2,25	1,12	5,76	0,22	0,49	40,78	49,39	100,01	8
6	2,09	0,95	6,32	0,31	0,71	40,76	49,38	100,52	7
7	4,04	5,12	6,58	0,24	0,85	35,83	46,05	98,71	4

Примечание. 1 — микрозондовые составы магнетита из оливинитов [53]*; 2 — микрозондовые составы магнетита из сульфидсодержащих, магнетитовых и плагиоклазовых клинопироксенитов юго-восточной, южной и юго-западной периферических частей массива [18]; 3 — микрозондовые составы магнетита из магнетитовых клинопироксенитов восточной части периферии массива [45]; 4 — химические составы магнетита из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов юго-западной части массива [12]; 5 — микрозондовые составы магнетита из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов юго-западной части массива [12]; 6 — микрозондовые составы магнетита из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, вскрытых скважиной до глубины 811 м [12]; 7 — микрозондовые составы магнетита из магнетитовых жил в апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитах юго-западной части массива. Анализы 1—3, 5—7 выполнены на микроанализе "Camebax" (ВСЕГЕИ), 4 — химическим методом в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ; n — число анализов.

— сильно повышенным количеством V. Эти геохимические признаки присущи всем кондерским магнетитам в целом, вне зависимости от состава пород, в которых они находятся. От магнетитов из ультрамафитов Карело-Кольской и собственно Маймеча-Котуйской провинции магнетиты Кондерского массива отличаются в первую очередь несколько менее высокими содержаниями титана в магнетитах из пород первой провинции — 7,3—10,4 мас. % TiO₂ [45] и второй — 13,0—13,6 мас. % TiO₂ [12]. Это приближает кондерские магнетиты к магнетитами из рудных клинопироксенитов уральского Платиноносного пояса [100].

Вторая особенность кондерских магнетитов по сравнению с магнетитами из щелочно-ультрамафитовых комплексов Карело-Кольского и Маймеча-Котуйского регионов состоит в несколько меньшем количестве Mg — 0,3—4,0 мас. % MgO в кондерских магнетитах против 3,5 — 10,1 мас. % в магнетитах этих регионов. По содержанию элементов-примесей кондерские магнетиты не уступают Карело-Кольским и Маймеча-Котуйским, за исключением V и Cr (см. табл. 16). Результаты исследования трех зерен кондерского магнетита на содержание элементов-примесей на лазерном микрозонде МИЧА в спектральной области 200—3500 Å, произведенные в одиннадцати точках, приведены в табл. 17. Из таблицы видно, что Ti, Mn, Mg, Al, V, Ni и Co образуют примесь, постоянную по частоте встречаемости и более или менее постоянную по содержанию элемента. Из сидерофильных элементов обращает на себя внимание высокое содержание V. Все перечисленные элементы, по-видимому, входят в магнетит в виде изоморфной примеси. Что касается Cr, Ca, Si, то их спорадическое появление, скорее всего, связано с

Таблица 16. Химический состав магнетита из ультраосновных пород щелочно-ультрамафитовых комплексов, вес. %, г/т

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	22,2	7,3	10,4	13,0	13,6	13,6	4,0	5,5	—	5,8	6,6
Al ₂ O ₃	0,5	1,4	1,6	3,5	1,5	2,6	2,4	1,3	0,3	1,1	5,1
Fe ₂ O ₃	27,9	57,0	53,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	48,8	49,3	52,0	49,4	46,1
FeO	41,7	29,5	29,6	"	"	"	39,3	42,6	46,9	40,8	35,8
MnO	0,62	0,70	0,60	0,56	0,54	0,34	0,60	0,48	—	0,49	0,85
MgO	5,4	4,1	3,5	6,0	10,1	5,0	3,6	1,3	0,3	2,3	4,0
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	98,3	100,0	99,6				98,7	100,49	99,9	99,89	98,45
Cr	1143	—	—	4070	2681	1361	944	212	—	150	143
Co	—	—	—	32	24	16	—	—	—	73	—
V	—	28	56	156	114	192	—	—	—	4400	—
Ni	134	—	—	103	126	119	—	—	—	138	—

Примечание. 1 — меймечит [53]; массивы Африканда и Вуориярви (2, 3); 2 — оливинит [45], 3 — пироксенит [45]; Гулинский массив (4—6); 4 — дунит, 5 — перидотит, 6 — пироксенит; Кондерский массив (7—11): 7 — оливинит, 8 — клинопироксенит, 9 — магнетитовый клинопироксенит, 10 — апатит-флогопит-магнетитовый клинопироксенит, 11 — магнетитовая жила в пегматоидном апатит-флогопит-магнетитовом клинопироксените. Анализы 7—11 выполнены на микроанализаторе "Camebax" (ВСЕГЕИ).

Таблица 17. Элементы-примеси в магнетите из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов массива Кондер г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Среднее из 11 определений	
												ат. %	мас. %
Mn	3	2,5	2,5	2	2	2,5	3	2	2,5	3	2	2,27	4,20
Cu	—	—	—	—	—	—	2	—	—	1	—	—	—
Ti	4	3,5	3,5	3,5	3,2	3	3	3	3	3	3	3,25	5,48
Co	0,01	0,01	0,015	Следы	Следы	Следы	0,005	Следы	Следы	Следы	Следы	0,0036	0,0072
Ni	0,005	0,005	0,010	0,006	0,010	0,015	Следы	0,010	—	—	0,010	0,0069	0,0178
Mg	4	4	4	3	4	2	2	2	3	3	3	3,09	3,32
Si	Следы	2	Следы	Следы	—	—	—	—	—	2,5	3	—	—
Al	3	2	3,5	2	3	1	1	1	3	2	3	2,23	2,66
Cr	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	—	—
V	2	2	2	2,5	2	0,8	3	0,5	2	1,5	1,5	1,8	4,44

включениями в титаномagnetите халькопирита, диопсида, апатита и других минералов-узников. По сумме сидерофильных элементов-примесей — V, Sr, Co и Ni кондерские магнетиты приближаются к высокотемпературным магнетитам, поскольку известно, что они обладают наибольшей изоморфной емкостью элементов-примесей, тогда как низкотемпературные магнетиты в этом отношении довольно стерильны. Важно отметить, что высокая изоморфная емкость кондерских магнетитов, по-видимому, распространяется и на элементы платиновой группы. Сопоставление микрозондовых составов магнетита из разных пород Кондерского массива показывает, что они довольно близки к химическим анализам магнетита из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, сделанных методом "мокрой" химии (см. табл. 15). Из заметных отличий обращает на себя внимание обогащенность хромом магнетита из оливинитов (в среднем 1,38 мас. %) и несколько повышенная концентрация Mg, Al, Ti и Mn в магнетите из магнетитовых жил пегматоидных апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов юго-западной части массива.

С целью выявления степени замещения магнетита изоморфными примесями (x) в структуре его матрицы нами проводилось исследование этого минерала методом мессбауэровской спектроскопии. По полученным данным величина x варьирует в пределах от 0,13 в магнетите из жил и из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов до 0,15 в магнетите из рудных клинопироксенитов. Определение изоморфной емкости магнетита по результатам мессбауэровской спектроскопии дает более низкие цифры по сравнению с результатами локального микроанализа, что находится в соответствии с неоднородным микропертитовым строением магнетита. Так как содержание Ti, по данным микрорентгенспектрального и термомагнитного анализов, преобладает по сравнению с другими элементами, логично предположить его ведущую роль в определении величины x среди других изоморфных примесей в матрице магнетита и подчиненную роль Mg, Al и V.

Для выявления внутреннего строения магнетита были использованы методы оптической и электронной микроскопии, а также применялся микрозондовый и термомагнитный анализы. Во-первых, в числе кондерских магнетитов нами диагностированы две разновидности магнетита — магнетит-1 ("розовый") и магнетит-2 ("голубой"). Сравнение дисперсий отражательной способности сосуществующих магнетитов показывает более высокое значение этих величин для магнетита-1 розового цвета ($R = 18 \pm 20\%$) по отношению к магнетиту-2 голубого цвета ($R = 16 \pm 18\%$), что является надежным диагностическим признаком обеих разновидностей.

При обычных микроскопических наблюдениях магнетит-1 отличается от магнетита-2 в первую очередь тем, что в магнетите-1 различимы относительно крупные (до 0,01 мм) включения минералов группы шпинели, тогда как магнетит-2 в этом отношении является оптически гомогенным. Однако электронно-микроскопическими исследованиями в магнетите-2 также обнаруживаются фазовая неоднородность и присутствие микровключений шпинелевой фазы (табл. 18, анализ 2). В матрице магнетита-2 устанавливаются ориентированные по (100) вытянутые или изометричной

Таблица 18. Химический состав сосуществующих магнетитов, шпинелидов и ильменита из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, мас. %

Анализ	Фаза	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MgO	MnO
1	Mt 1	6,65	1,36	86,91	0,20	0,58
2	Mt 2	3,51	2,99	86,29	2,30	0,60
3	Sp 1	25,23	1,04	59,08	7,51	3,47
4	Sp II	0,53	60,12	15,65	20,13	0,08
5	Sp II	0,87	54,92	24,93	18,52	0,13
6	Ilm	41,28	—	42,72	8,71	1,20

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-50A В.К. Гараниным. Mt — магнетит; Sp — шпинелевая фаза в магнетите; Ilm — ильменит в магнетите.

формы включения шпинелевой фазы размером 0,2—0,6 мкм. В магнетите выявлены несколько разновидностей шпинелевой фазы. Первая отвечает изоморфной серии Mg_2TiO_4 — Fe_2TiO_4 — Mn_2TiO_4 — $FeFe_2O_4$ (см. табл. 18, анализ 3), вторая — изоморфному ряду $MgAl_2O_4$ — $FeAl_2O_4$ (см. табл. 18, анализы 4, 5). Структуры распада с ильменитом характерны как для магнетита-1, так и для магнетита-2. В последнем они проявлены иногда более широко, что подтверждается данными локального микроанализа (см. табл. 18, анализы 1, 2). Магнетит-2 в результате выпадения ильменита обеднен титаном по сравнению с магнетитом-1.

Среди пластинчатых пертитовых фаз в магнетите мы выделили ульвошпинель и три морфологические разновидности ильменита (I, II, III). Прцентное отношение типов ильменита примерно следующее: I : II : III = 60 : 30 : 10. Ульвошпинель фиксируется при изучении магнетита с помощью микроскопа МИН-9, но при этом увеличении создается впечатление, что эта разновидность имеет резко подчиненное количество по отношению к другим пластинчатым пертитовым фазам. При увеличении же порядка 950 в иммерсии заметны тончайшие сетчатые структуры, образованные удлиненными включениями, ориентированными по плоскости (100) магнетита. На разрезах, параллельных (100), две системы пластинок пересекаются под углом 90°, давая в совокупности своеобразную микроструктуру, аналогичную рисунку волокон ткани и диагностированную П. Рамдором [85] как ульвошпинель.

Нами с помощью электронной микроскопии были изучены микроструктурные особенности магнетитов методом угольно-желатиновых реплик на протравленных естественных сколах. Для оптически гомогенных магнетитов из магнетитовых клинопироксенитов с использованием анализа теней от различных деталей рельефа удалось определить, что квадратные и прямоугольные ячейки представляют собой впадины, а перемишки между ними — выпуклости. Сопоставляя эти данные с литературными [51, 55, 71, 85, 120, 122, 127 и др.], можно предположить, что квадратные и прямоугольные ячейки размером около 0,5—0,7 мкм представлены магнетитом, а разделяющие их полосы принадлежат ульвошпинели. Это предположение находится в соответствии с результатами выполненного нами термомагнитного анализа, демонстрирующего необратимый харак-

тер термомагнитных кривых нагрева и охлаждения магнетита из магнетитовых клинопироксенитов в юго-западной части массива [59, 60]. Несоответствие кривых охлаждения кривым нагрева обусловлено, скорее всего, процессом структурно-чувствительной диффузии [38], которая происходит наиболее интенсивно в тех случаях, когда имеются чрезвычайно большие поверхности соприкосновения взаимодействующих фаз, в первую очередь магнетита и ульвешпинели. Действительно, после нагрева наблюдается частичное растворение вплоть до полного исчезновения структур распада (регомогенизация), характерных для ульвешпинель-магнетитовых сростаний. Таким образом, подобные магнетиты, представляющие гомогенными при увеличениях до 950, при увеличениях порядка 12 тыс. и выше оказались обладающими тончайшими структурами распада твердых растворов, состоящих из ульвешпинели и магнетита.

Первая разновидность ильменита представлена тонкими пластинчатыми вросками, ориентированными по (111) магнетита. Размер пластинок колеблется от 0,001 до 0,1 мм, отношение ширины к длине пластинок $1 : 25 \div 1 : 80$. Эта разновидность образует тонкопластинчатые структуры распада твердого раствора.

Вторая разновидность ильменита представлена крупнопластинчатыми структурами распада твердого раствора. Ширина пластинок 0,1—0,5 мм, отношения ширины к длине пластинок $1 : 20 \div 1 : 40$. Иногда пластинки утолщаются и переходят в неправильные выделения и каймы вокруг зерен магнетита. Ильменитовые пластинки всегда неоднородны и содержат в себе идиоморфные и неправильные кристаллы шпинелевой фазы, растущие в плоскости (111).

Третья разновидность ильменита — его неправильные самостоятельные выделения. Согласно Е. Балдингтону и Д. Линдсли [113], это протоильменит, кристаллизовавшийся из расплава одновременно с магнетитом. Тем не менее возможно, что часть зерен "сосуществующего" ильменита на самом деле образовалась в результате отложения материала при высокотемпературном выделении ильменита из твердого раствора вблизи сольвуса.

Еще один тип структур распада представлен выделениями гематита размером до 0,1 мм в виде иголок и пластинок в магнетитовой матрице. Приуроченность гематита к дефектным структурам в магнетите указывает, что пересыщенный кислородом раствор распространялся локально вдоль трещин межзерновых границ.

Изучение фазового состава структур распада кондерских магнетитов из разных ультраосновных пород показывает, что наибольшим количеством и наиболее крупными размерами выделений фаз распада обладают магнетиты из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов и рудных жил, образовавшихся в условиях максимальной насыщенности летучими компонентами. Анализ структурных взаимоотношений магнетита, ульвешпинели, ильменита и гематита позволяет предполагать следующую последовательность их образования: магнетит $\rightarrow$ ульвешпинель $\rightarrow$ ильменит I $\rightarrow$ ильменит II $\rightarrow$ ильменит III $\rightarrow$ гематит.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА

ПЕТРОХИМИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Химический состав является одной из важнейших характеристик горных пород, и поэтому трудно переоценить значение петрохимических исследований в формационном и металлогеническом анализе. В настоящее время намечилось несколько подходов в петрохимических исследованиях. Используемый в работе подход в отличие от классических методов предполагает выяснение естественных границ определенных типов горных пород, анализ их внутренней структуры и т. п. В рамках развиваемого подхода акцентируется внимание на двух основных направлениях сравнительного анализа химического состава ультраосновных магматических комплексов: 1) на характере сходства и различия составов дунитов концентрически зональных массивов и высокомагнезиальных гипербазитов других магматических формаций; 2) на проблеме однородности химического состава типа, его структуре. По нашему мнению, решение этих вопросов имеет принципиальное значение для понимания природы этих объектов в целом и дунитов Кондерского массива в частности.

Очевидно, что строгое определение типа объектов невозможно без обнаружения его естественной границы. Недавно было показано, что такая граница существует [95]. При анализе средних составов массивов гипербазитов складчатых и платформенных областей континентов выделялись три группы массивов, разделенные статистическими разрывами в распределении содержаний SiO_2 . К первой группе ($\text{SiO}_2 = 44,5\%$) относятся массивы преобладающего лерцолитового состава, наиболее развитые в Средиземноморской складчатой области. Массивы дунит-лербургитового состава составляют большую часть гипербазитов «фиолитовых комплексов» ($\text{SiO}_2 = 42 \div 44\%$). Наконец, дуниты концентрически зональных комплексов платформенных и складчатых областей объединились в третью группу ($\text{SiO}_2 < 41\%$). Отсутствие переходов между массивами разных групп по содержанию SiO_2 , и, что не менее важно, разные системы корреляционных связей компонентов в каждой из групп позволяют рассматривать их как самостоятельные петрохимические типы, предполагая их разное происхождение. Дуниты Кондерского массива являются типичными представителями третьего (γ) типа ультрабазитов.

Для анализа внутренней неоднородности γ -типа использованы данные по химическому составу дунитов из большого количества массивов, перечисленных в табл. 19. Предварительно сумма петрогенных окислов в каждом анализе приводилась к 100%. Затем рассчитывался средний состав дунитов каждого массива; железо переводилось в закисную форму.

В значительной расширенной по объему выборке во всех массивах содержания $\text{SiO}_2 < 41\%$. Устойчивое существование этой границы позво-

тер термомагнитных кривых нагревания и охлаждения магнетита из магнетитовых клинопироксенитов в юго-западной части массива [59, 60]. Несоответствие кривых охлаждения кривым нагревания обусловлено, скорее всего, процессом структурно-чувствительной диффузии [38], которая происходит наиболее интенсивно в тех случаях, когда имеются чрезвычайно большие поверхности соприкосновения взаимодействующих фаз, в первую очередь магнетита и ульвешпинели. Действительно, после нагрева наблюдается частичное растворение вплоть до полного исчезновения структур распада (регомогенизация), характерных для ульвешпинель-магнетитовых сростаний. Таким образом, подобные магнетиты, представляющиеся гомогенными при увеличении до 950, при увеличении порядка 12 тыс. и выше оказались обладающими тончайшими структурами распада твердых растворов, состоящих из ульвешпинели и магнетита.

Первая разновидность ильменита представлена тонкими пластинчатыми вросками, ориентированными по (111) магнетита. Размер пластинок колеблется от 0,001 до 0,1 мм, отношение ширины к длине пластинок $1 : 25 \div 1 : 80$. Эта разновидность образует тонкопластинчатые структуры распада твердого раствора.

Вторая разновидность ильменита представлена крупнопластинчатыми структурами распада твердого раствора. Ширина пластинок 0,1—0,5 мм, отношения ширины к длине пластинок $1 : 20 \div 1 : 40$. Иногда пластинки утолщаются и переходят в неправильные выделения и каймы вокруг зерен магнетита. Ильменитовые пластинки всегда неоднородны и содержат в себе идиоморфные и неправильные кристаллы шпинелевой фазы, растущие в плоскости (111).

Третья разновидность ильменита — его неправильные самостоятельные выделения. Согласно Е. Балдингтону и Д. Линдсли [113], это протоильменит, кристаллизовавшийся из расплава одновременно с магнетитом. Тем не менее возможно, что часть зерен "сосуществующего" ильменита на самом деле образовалась в результате отложения материала при высокотемпературном выделении ильменита из твердого раствора вблизи сольвуса.

Еще один тип структур распада представлен выделениями гематита размером до 0,1 мм в виде иголок и пластинок в магнетитовой матрице. Приуроченность гематита к дефектным структурам в магнетите указывает, что пересыщенный кислородом раствор распространялся локально вдоль трещин межзерновых границ.

Изучение фазового состава структур распада кондерских магнетитов из разных ультраосновных пород показывает, что наибольшим количеством и наиболее крупными размерами выделений фаз распада обладают магнетиты из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов и рудных жил, образовавшихся в условиях максимальной насыщенности летучими компонентами. Анализ структурных взаимоотношений магнетита, ульвешпинели, ильменита и гематита позволяет предполагать следующую последовательность их образования: магнетит $\rightarrow$ ульвешпинель $\rightarrow$ ильменит I $\rightarrow$ ильменит II $\rightarrow$ ильменит III $\rightarrow$ гематит.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА

ПЕТРОХИМИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Химический состав является одной из важнейших характеристик горных пород, и поэтому трудно переоценить значение петрохимических исследований в формационном и металлогеническом анализах. В настоящее время наметилось несколько подходов в петрохимических исследованиях. Используемый в работе подход в отличие от классических методов предполагает выяснение естественных границ определенных типов горных пород, анализ их внутренней структуры и т. п. В рамках развиваемого подхода акцентируется внимание на двух основных направлениях сравнительного анализа химического состава ультраосновных магматических комплексов: 1) на характере сходства и различия составов дунитов концентрически зональных массивов и высокомагнезиальных гипербазитов других магматических формаций; 2) на проблеме однородности химического состава типа, его структуре. По нашему мнению, решение этих вопросов имеет принципиальное значение для понимания природы этих объектов в целом и дунитов Кондерского массива в частности.

Очевидно, что строгое определение типа объектов невозможно без обнаружения его естественной границы. Недавно было показано, что такая граница существует [95]. При анализе средних составов массивов гипербазитов складчатых и платформенных областей континентов выделялись три группы массивов, разделенные статистическими разрывами в распределении содержания SiO_2 . К первой группе ($\text{SiO}_2 = 44,5\%$) относятся массивы преобладающего лерцолитового состава, наиболее развитые в Средиземноморской складчатой области. Массивы дунитов-перцбургитового состава составляют большую часть гипербазитов офиолитовых комплексов ($\text{SiO}_2 = 42 \div 44\%$). Наконец, дуниты концентрически зональных комплексов платформенных и складчатых областей объединились в третью группу ($\text{SiO}_2 < 41\%$). Отсутствие переходов между массивами разных групп по содержанию SiO_2 , и, что не менее важно, разные системы корреляционных связей компонентов в каждой из групп позволяют рассматривать их как самостоятельные петрохимические типы, предполагая их разное происхождение. Дуниты Кондерского массива являются типичными представителями третьего (γ) типа ультрабазитов.

Для анализа внутренней неоднородности γ -типа использованы данные по химическому составу дунитов из большого количества массивов, перечисленных в табл. 19. Предварительно сумма петрогенных окислов в каждом анализе приводилась к 100%. Затем рассчитывался средний состав дунитов каждого массива; железо переводилось в закисную форму.

В значительной расширенной по объему выборке во всех массивах содержания $\text{SiO}_2 < 41\%$. Устойчивое существование этой границы позво-

Таблица 19. Средний состав пород дунитовых ядер концентрически-зональных комплексов, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
1	40,56	0,01	0,40	10,38	0,17	47,68	0,39	0,05	0,01	96
2	40,79	0,01	0,43	7,07	0,11	50,76	0,36	0,10	0,14	14
3	40,05	0,03	1,20	11,49	0,24	46,34	0,41	0,09	0,04	2
4	39,89	0,65	0,88	14,14	0,19	42,06	1,38	0,12	0,07	23
5	38,37	0,53	0,21	14,54	0,39	44,46	0,82	0,17	0,27	7
6	35,17	1,51	0,15	17,02	0,19	43,60	1,38	0,19	0,16	5
7	35,17	1,65	0,38	19,48	0,28	41,60	0,63	0,13	0,01	11
8	38,44	0,44	0,30	15,64	0,21	43,78	0,71	0,04	0,04	14
9	39,16	0,24	0,63	11,43	0,19	46,68	1,10	0,14	0,20	10
10	40,49	0,17	1,85	11,32	0,16	45,08	0,26	0,04	0,00	18
11	40,29	0,12	0,72	11,51	0,16	46,10	0,18	0,06	0,00	23
12	40,90	0,05	0,59	9,37	0,21	48,38	0,11	0,08	0,06	18
13	39,71	0,08	0,31	11,79	0,25	46,82	0,34	0,24	0,14	5
14	40,12	0,07	0,24	11,28	0,21	47,82	Нет	0,01	0,01	3
15	39,89	0,07	0,71	12,36	0,22	45,66	0,51	0,07	0,07	11
16	39,45	0,08	2,21	11,20	0,21	45,48	0,69	0,16	0,03	14
17	39,85	0,05	1,07	12,31	0,18	45,37	0,76	0,05	0,00	38
18	38,77	0,11	0,82	17,39	0,20	40,98	0,62	0,07	0,02	6
19	40,45	—	0,68	8,19	—	49,92	0,26	—	—	30
20	40,71	0,01	0,73	8,21	0,11	48,89	0,67	0,07	0,07	7
21	39,74	—	1,21	12,35	0,21	45,82	0,20	0,05	0,12	3

Примечание. Массивы: 1 — Кондер, 2 — Инагли [16], 3 — Феклистовский [75], 4 — Гулинский [16], 5 — Одихинча [16], 6 — Кугда [16], 7 — Бор-Урях Маймеча-Котуйской провинции [16], 8 — Лесная Варака [16], 9 — Ковдор [19], 10 — Невгозернский [52], 11 — Ханкусьярвинский Карело-Кольского региона [52], 12 — Гальмозанский [17], 13 — Эймейнейский [17], 14 — Сейнавикий [17], 15 — Эпильчик [17], 16 — Пекульней, Корьякия [17], 17 — Западная ассоциация, Катлымский массив [36], 18 — Сухогорская ассоциация, Кытлымский массив [36], 19 — Нижнетагильский, Урал [58], 20 — Гейдаринский и Ипакский, Кавказ [1], 21 — Юнион-Бей, Аляска [56].

дует рассматривать данный тип как целое. Также подтвердились и основные корреляционные связи γ -типа — положительная SiO_2 — MgO и отрицательные MgO — FeO , SiO_2 — FeO . Исключая дуниты массивов Бор-Урях и Курда из Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы, остальные образуют четкие вариационные тренды на диаграммах MgO — FeO , MgO — SiO_2 (рис. 33). Неравномерность распределения составов вдоль трендов позволяет по намечающимся разрывам в соотношениях главных элементов выделить три группы массивов. Петрохимическая самостоятельность групп подчеркивается разным характером связи Mg и Al в группах (см. рис. 33). Если в группе с максимальными содержаниями MgO связь между названными элементами отсутствует, то в двух других группах она ясно выражена. В этих группах при резко различных содержаниях MgO содержания Al_2O_3 близки, более того группа с наиболее низкими содержаниями MgO характеризуется минимальными количествами Al .

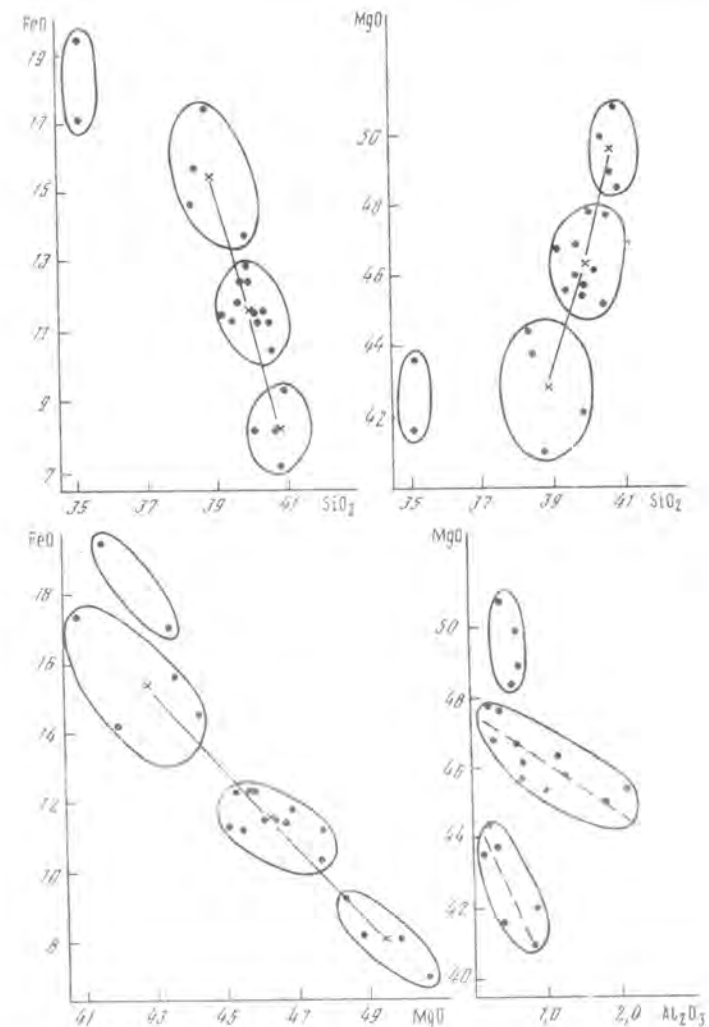


Рис. 33. Распределения средних составов дунитовых массивов концентрически-зональных комплексов по содержаниям главных компонентов

Обращает на себя внимание, что дуниты массивов Бор-Урях и Кугда по соотношению MgO и Al_2O_3 составляют единый тренд с массивами третьей группы, к которой также относятся и другие массивы Маймеча-Котуйской провинции — Гулинский и Одихинча.

Таким образом, несмотря на ограниченный объем выборки, можно уверенно выделить по крайней мере три группы массивов в составе γ -типа. В дальнейшем будем обозначать их A , B , C — от группы с низким содержанием FeO к группе с наиболее высокими его содержаниями. Менее уверенно можно предположить существование наиболее железистой

Таблица 20. Средний состав групп дунитов и оливинитов γ -типа

Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	γ
A	40,71	0,01	0,61	8,20	49,49	0,35	4
B	39,94	0,08	0,96	11,58	46,26	0,44	11
C	38,87	0,43	0,55	15,43	42,82	0,88	4
D	35,17	1,58	0,27	18,25	42,60	1,00	2

Примечание. Массивы группы A: Гальмозинский, Гейдаринский и Инякский, Инагли, Нижнетагильский; группы B: Ковдор, Юнион-Бей, Кондер, Феклистовский, Катлымский (Западная ассоциация), Эпильчик, Сейнаровский, Пекульнейский, Эймнейейский, Ханкусьярвинский, Невгозерский; группы C: Лесная Варака, Кытлымский (Сухогорская ассоциация), Одихинча, Гулянский; группы D: Бор-Урях, Кугда.

группы γ -типа — группы D (массивы Бор-Урях и Кугда). Сравнение средних составов групп показывает, что в последней резко уменьшаются содержания SiO₂ и возрастают содержания TiO₂ (табл. 20). Принципиально важно, что увеличение содержания Ti происходит между всеми группами, от практически нулевого в группе A до 0,43% в группе C и резко возрастает при переходе от C к D. Можно предполагать, что возрастание этого компонента является важной особенностью в геохимической структуре дунитов γ -типа. Правда, остается неясной причина наблюдаемого излома трендов регрессии (обособленное поле фигуративных точек составов группы D). Следует подчеркнуть, что на анализируемых графиках (см. рис. 33) центры выделенных групп (средние содержания по группам) практически лежат на одной прямой, хотя состав дунитов отдельных массивов отклоняется от нее весьма значительно. Подобное закономерное соответствие является серьезным основанием считать, что образование дунитов γ -типа произошло в рамках единого петрологического процесса.

Выше подчеркивались главные различия в составе дунитовых (γ -тип) и дунит-гарцбургитовых (β -тип) массивов — разрыв в средних содержаниях SiO₂ и разный характер корреляционных связей компонентов. Можно предположить, что эти различия могли быть связаны с тем, что массивы β -типа образуют самостоятельную группу в рамках γ -типа. Анализ графиков FeO—SiO₂, FeO—MgO, MgO—SiO₂ (рис. 34), несомненно, показывает самостоятельность двух типов. Поле составов массивов дунит-гарцбургитового состава значительно смещено от вариационного тренда γ -типа и, очевидно, не может являться его продолжением. Совершенно различны и структуры корреляционных связей двух типов.

При анализе вариаций состава массивов β -типа было показано, что при достаточной выборке данных многие из них по хорошо выраженным минимумам распределений окислов могут быть расчленены на однообразные группы, соответствующие дунитам, гарцбургитам и лерцолитам [95]. Характер корреляционных связей между средними содержаниями компонентов в группах является отражением процесса дифференциации вещества данных массивов, какой бы петрологический механизм при этом ни предполагался. Судя по направлениям регрессий (рис. 35), этот

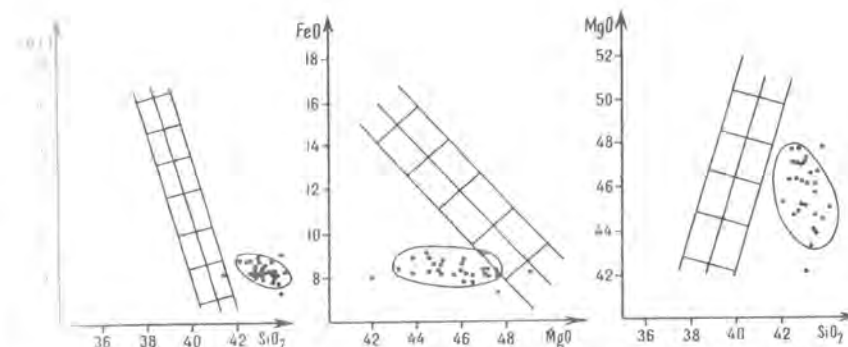


Рис. 34. Положение поля средних составов массивов дунит-гарцбургитового состава (точки) относительно вариационного тренда дунитовых массивов γ -типа

«химизм» в массивах β -типа существенно отличался от процесса, отражающего который является тренд A—C γ -типа.

В настоящее время наиболее распространенной моделью образования (или типичных) гипербазитов является реститовая модель их формирования. Вариации состава массивов β -типа в общем соответствуют этому предположению. Действительно, при возрастании содержания MgO в них уменьшаются содержания SiO₂, Al₂O₃, CaO, возможно, несколько уменьшается содержание FeO, именно тех элементов, содержание которых в комбинированных магматических выплавках значительно выше (см. рис. 34). Дуниты в этом случае являются наиболее истощенными разностями. Совершенно иной характер корреляционных связей в ультрабазитах γ -типа является серьезным доводом против реститовой модели их образования.

Отметим, что центр наименее железистой группы A-тренда близок, а с учетом ограниченного объема данных практически совпадает с началом вариационной линии дифференциации массивов β -типа (см. рис. 35). Причины и возможное петрологическое значение подобного совпадения остаются неясными.

Наконец, отметим, что проведенное сравнение показывает, что массивы γ -типа лишь в общем можно назвать гипербазитами повышенной железистости. Дуниты A-группы по содержанию FeO в значительной мере совпадают с гипербазитами дунит-гарцбургитового типа, а в дунитах Инагли (Алданский щит) содержания FeO (вес. %), находясь в полном соответствии с γ -трендом, существенно ниже.

Результаты значения для понимания природы пород массива γ -типа имеют их сравнение с аналогичными образованиями расслоенных массивов, которые по составу отвечают или близки к дунитам. Последние, несомненно, являются крайними дифференциатами магм широкого спектра — от базитового до ультрабазитового составов. Для анализа использованы данные по химическому составу массивов, перечисленные в табл. 21. На графиках FeO—SiO₂, MgO—SiO₂ (рис. 36) фигуративные точки дунит-расслоенных массивов образуют «размытое» поле, показывая, что их

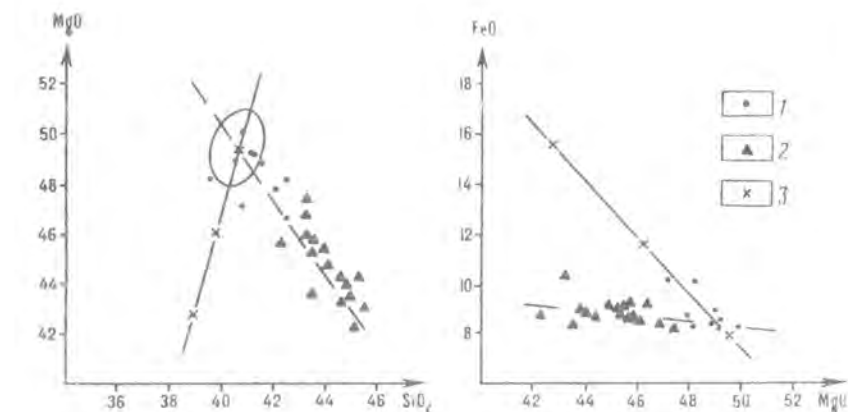


Рис. 35. Положение однородных петрохимических групп массивов дунит-гарцбургитового состава относительно вариационного тренда γ -типа

1, 2 — составы групп, соответствующих:
1 — дунитам;
2 — гарцбургитам и лерцолитам;
3 — средние содержания компонентов в группах А, В, С γ -типа

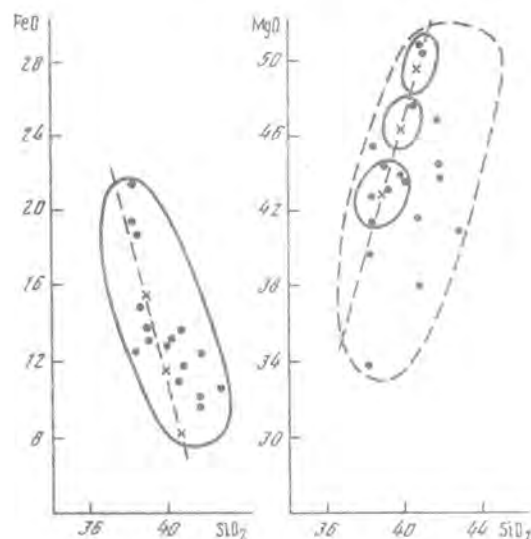


Рис. 36. Соотношение вариационного тренда дунитов γ -типа и расслоенных массивов (точки) на диаграммах SiO_2/FeO , SiO_2/MgO

состав варьирует значительно шире, чем в дунитах γ -типа. Однако отметим два принципиально важных момента: 1) поля составов ультраосновных пород расслоенных комплексов, что особенно наглядно видно на графике $\text{FeO}-\text{SiO}_2$, в целом ориентированы параллельно трендам γ -типа; 2) линия γ -типа является своеобразной границей поля составов дунитов расслоенных интрузий.

Анализ геохимической структуры γ -типа позволяет наметить различия в составе дунитов массивов складчатых и платформенных областей. На рис. 37 показаны составы дунитов группы В γ -типа из Уральской и Корякской складчатых систем, Карело-Кольского и Алданского регионов. За единственным исключением, ультраосновные породы концентрически зональных массивов складчатых областей смещены в область повышенных содержаний FeO . Исключением из этого правила также представляется

Таблица 21. Состав дунитов и оливинитов расслоенных массивов и комплексов, вес. %

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	n
1	40,81	0,00	0,22	7,91	0,13	50,69	0,23	0,0	0,0	2
2	40,83	0,01	0,28	8,21	0,12	50,23	0,30	0,01	0,0	4
3	40,57	0,02	0,42	10,83	0,16	47,50	0,42	0,06	0,0	2
4	41,73	0,06	0,56	12,38	0,20	44,40	0,40	0,25	0,02	21
5	39,99	0,23	1,16	12,86	0,26	43,63	1,26	0,19	0,0	4
6	40,71	0,13	2,45	13,49	0,20	41,56	0,97	0,19	0,02	1
7	41,70	0,05	1,00	9,62	0,12	46,67	0,30	0,17	0,05	1
8	38,27	0,21	0,73	18,68	0,31	41,21	0,28	0,14	0,02	1
9	39,01	0,06	2,40	13,66	0,22	42,46	1,54	0,48	0,03	4
10	38,32	0,12	3,03	12,42	0,15	45,14	0,41	0,0	0,0	5
11	38,14	0,94	2,30	21,30	0,21	33,69	2,06	0,08	0,15	2
12	38,99	0,12	1,77	12,99	0,15	44,40	0,59	0,15	0,03	14
13	40,10	1,31	3,33	25,63	0,34	26,13	2,32	0,49	0,08	1
14	42,90	0,28	3,92	10,49	0,11	40,67	0,99	0,06	0,0	5
15	41,81	0,10	2,43	9,99	0,15	43,69	1,42	0,19	0,08	3
16	38,04	0,10	1,77	19,21	0,16	39,49	1,04	0,0	0,0	1
17	40,82	0,27	5,32	11,66	0,19	37,89	3,06	0,40	0,05	1
18	40,02	0,16	2,02	12,96	0,20	43,46	0,66	0,12	0,05	1
19	39,72	0,0	1,41	13,39	0,21	42,17	2,61	0,16	0,06	1
20	38,34	0,13	1,38	15,06	0,21	42,83	1,51	0,13	0,05	4

Примечание. 1—4 — породы расслоенных комплексов офиолитов: 1 — Марамба [56], 2 — Новой Гвинеи [56], 3 — Норт-Арт [56], 4 — Хабаровского [56]; 5—20 — породы расслоенных пироксенитовых и пироксенит-габбровых массивов: 5 — Тулунявского [52, 101], 6 — Стиллуотер [56], 7 — Эркагского [52], 8 — Шаманского [82], 9 — Иоконгваренского [82], 10 — бассейна р. Мамы [82], 11 — Пильгуярви [56], 12 — Чайского [27, 101], 13 — Скергаардского [97], 14 — Куоляярви [52, 101], 15 — Мончегорского [56], 16 — Гибки Мойхук Бушвельдского [56], 17, 18 — двух слоев интрузии о-ва Рам [97], 19, 20 — Алданского [50].

особенно показательным. В поле составов дунитов из платформенных областей попали дуниты Пекульнейской зоны Корякии. За последние годы стало более очевидным тектоническое своеобразие этой зоны. Широкое развитие продуктов высоких степеней метаморфизма, присутствие сложенных наиболее древнего раннепалеозойского комплекса отличают ее от других районов Корякской складчатой области. Очевидно, что Пекульнейскую зону можно рассматривать как наиболее стабилизированный район региона и отмеченное своеобразие дунитов ее едва ли случайно.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СКРЫТОЙ РАССЛОЕННОСТИ ДУНИТОВ

Построение геохимической модели скрытой расслоенности дунитов основывается на анализе пространственного поведения главных петрогенных элементов в этих породах. Решение этой задачи проводилось в два этапа, на первом этапе анализировался состав дунитов восточного блока, по

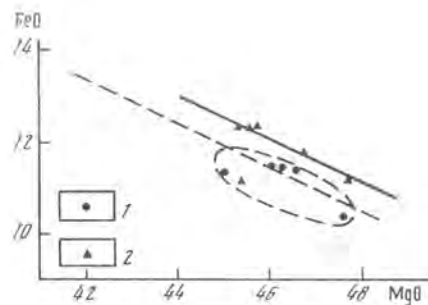


Рис. 37. Различия состава дунитовых массивов γ -типа

1, 2 — составы дунитов:
1 — платформенных,
2 — геосинклинально-складчатых областей

площади отвечающего приблизительно трети ядра (рис. 38). В этой части рельеф определяется четырьмя радиально расположенными грядами, высота которых постепенно увеличивается к границе ядра. Профили опробования пройдены по гребням гряд, кроме того, часть проб отобрана из коренных обнажений в других участках блока. Всего использованы 47 анализов дунитов; суммарное содержание окислов, включая Cr_2O_3 , приводилось к 100%.

Наиболее полно внутренняя часть блока вскрывается по профилю I (рис. 39). Здесь дунитовое ядро может быть разделено на две зоны. Внутренняя зона (точки наблюдения 1—9), в которой дуниты содержат 9,5 вес. % FeO (зона A) и внешняя зона (точки наблюдения 9—11), в которой содержание FeO прогрессивно увеличивается, достигая на границе ядра 12 вес. % (зона B). Увеличение содержания FeO в зоне B компенсируется уменьшением содержания MgO, которое минимально на границе ядра и в целом в зоне B меньше, чем в зоне A. Особое значение имеет закономерная геохимическая структура зоны A. В центре зоны (точка 4) содержания FeO повышается до 11 вес. %, причем максимум содержания этого окисла компенсируется уменьшением количества SiO_2 в этой точке. Отличие центральной части зоны A и от ее краевых частей по содержанию MgO выражено гораздо слабее. Тем не менее постепенное уменьшение содержания MgO к центру зоны A обнаруживается достаточно ясно.

Распределения окислов элементов по профилю II (см. рис. 39) в главных чертах аналогичны распределениям по профилю I. Во внутренней части ядра выявляется зона A (точки 1—4), в которой содержание FeO меньше 10 вес. %. Во внешней зоне B содержание FeO также монотонно возрастает, достигая 12,5 вес. % у границы ядра. Аналогично профилю I рост содержания FeO в зоне B сопровождается уменьшением содержаний MgO и SiO_2 . Подчеркнем, что, несмотря на малое количество проб, характеризующих зону A по профилю II, здесь также выявляется центральная часть, в которой дуниты имеют повышенную железистость (точка 3). Однако в данном случае возрастание FeO компенсируется уменьшением содержания MgO. Отметим, что при построении распределений профиля II не учитывался состав одной пробы (отдельная точка на

Рис. 38. Схема опробования дунитов Кондера. Геологическая основа, по данным Г.В. Андреева, А.А. Ельянова, А.И. Мильто и упрощенная

— четвертичные отложения;
— диориты;
— магнетитовые пикситы;
— нироксениты;
— дуниты;
— гнейсы и мраморы;
— разрывные нарушения;
— профили опробования (цифры номера)

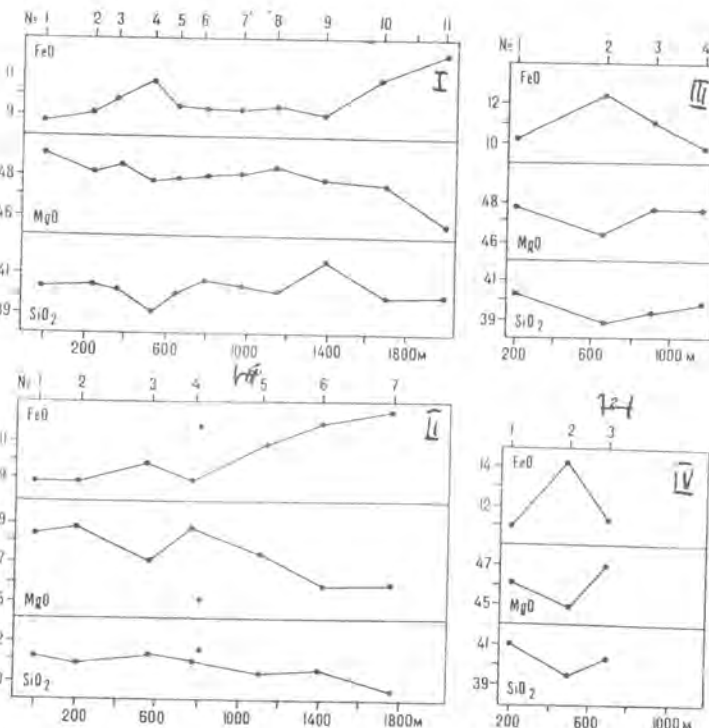
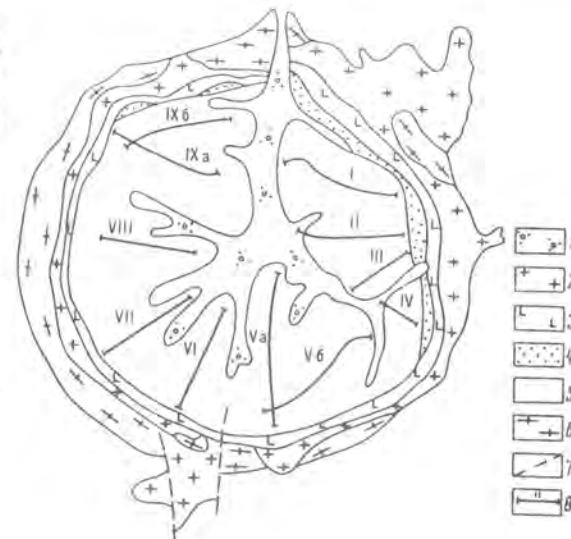


Рис. 39. Распределение FeO, MgO, SiO_2 по профилям I, II, III, IV

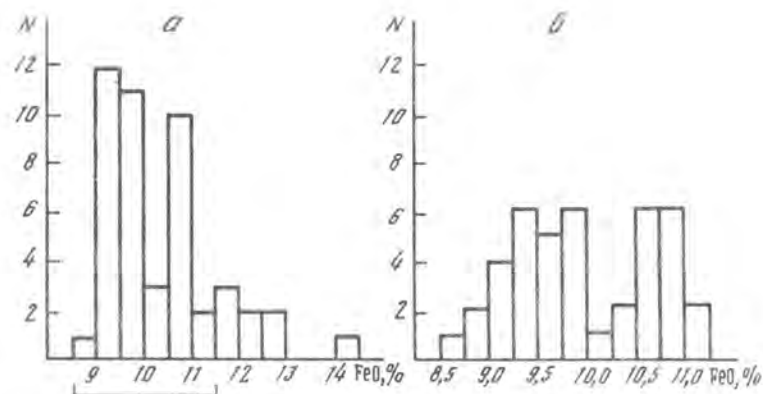


Рис. 40. Гистограмма распределения FeO в блоке дунитов
а — вся совокупность анализов; б — распределение FeO в дунитах с содержанием 8,5—11,5%

графиках (см. рис. 39). Резкое отличие содержаний элементов в этой пробе по сравнению с соседними на профиле, вероятно, связано с действием какого-то дополнительного фактора.

Распределения элементов по профилям III, IV (см. рис. 39) существенно отличаются от распределений, охарактеризованных выше. По содержаниям FeO (> 10 вес. %) и MgO (< 48 вес. %) дуниты этой части блока соответствуют зоне В профилей I, II. Дуниты "нормальной" железистости зоны А (профилей I и II) здесь отсутствуют. Содержание FeO возрастает в центре профилей, затем падает к границе ядра, достигая в точке 4 (профиля III) содержаний, близких к таковым в зоне А профилей I, II. Аналогично зоне В предыдущих профилей на этом участке рост содержания FeO в центре зоны компенсируется падением содержаний MgO и SiO₂. Очевидно, что профили I, II фиксируют только внутреннюю, ближайшую к ядру часть зоны В, внешняя же срезана современной границей дунитового ядра. Полный разрез зоны В сохранился лишь в районе профилей III, IV. Исходя из того, что максимальное содержание FeO профилей I, II (12,2 и 12,5 вес. %) близко к содержаниям в центре зоны В на профиле III (12,5 вес. %), можно предполагать, что граница дунитового ядра в районе профилей I, II прошла по центру зоны В. Предположение тем более вероятное, так как зоны резкого изменения состава дунитов (границы и центры зон), очевидно, наиболее благоприятны для разгрузки тектонических напряжений.

На рис. 40 приведена гистограмма распределения по содержанию FeO для всей выборки анализов дунитов. Отчетливо устанавливается статистический минимум распределения в интервале 10,0—10,6 вес. %. Все анализы дунитов зоны В имеют содержания FeO выше 10,0 вес. %. Такие же значения показывают анализы дунитов из точки, отвечающей

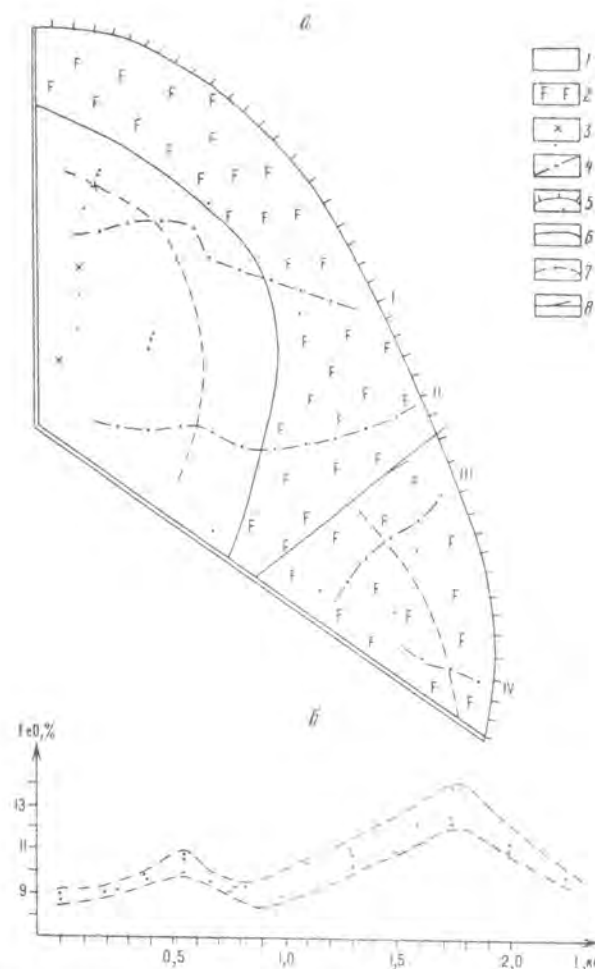


Рис. 41. Схема расслоенности дунитового ядра (а), обобщенное распределение FeO в изученном блоке (б)

1 — дуниты зоны А; 2 — дуниты зоны В; 3 — пробы с повышенным содержанием FeO в основании зоны А; 4 — профили с точками опробования; 5 — внешняя граница ядра; 6 — граница зон А и В; 7 — центры зон; 8 — предполагаемый разлом и смещение по нему

центру зоны А на профиле I; аналогичная точка на профиле II попадает в интервал минимума. Бимодальный характер распределения FeO позволяет предполагать, что переход между зонами А и В резкий. Следовательно, выделенные зоны представляют собой отдельные слои. Дунитовое ядро массива Кондер, по крайней мере, в изученном блоке, геохимически расслоено.

На основании проведенного анализа построена схема геохимической расслоенности дунитового ядра района (рис. 41). Сплошной линией

показано предполагаемое положение границы между зонами, пунктиром обозначены центры зон *A* и *B*. Расслоенность, очевидно, имеет концентрически-зональный характер. Предложенная схема позволяет понять причину того, что на участке профилей *III*, *IV* зона *B* сохранилась полностью. Центр зоны *B* занимает секующее положение относительно границы между зонами и по отношению к границе ядра. Очевидно, этот фрагмент дунитового тела является тектонически самостоятельным блоком. В процессе дробления ядра он был повернут против часовой стрелки и, вероятно, опущен относительно окружающих участков. Возможность подобного перемещения подчеркивается тем, что гряды, по которым пройдены профили *III*, *IV*, значительно ниже гряд профилей *I*, *II*. Кроме того, существование смещения на этом участке фиксируется по смещению зоны пироксенитов в этом месте. Если сделанные предположения справедливы, то, очевидно, что дробление дунитового ядра началось раньше, чем произошло образование его современной границы. Несомненно, в этом случае ядро Кондерского массива в современное положение было тектонически перемещено уже в твердом состоянии.

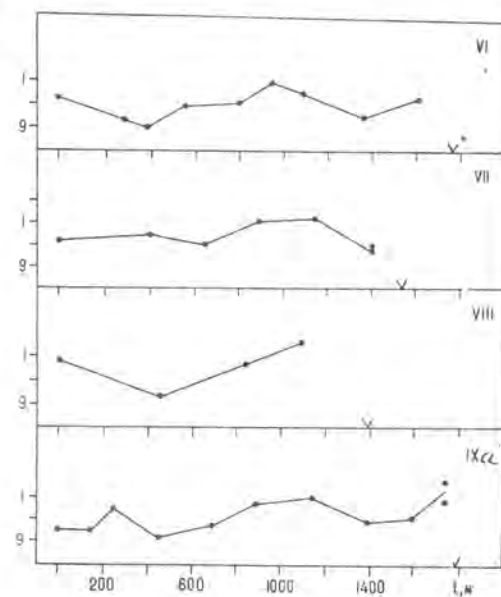
Состав дунитов в точках опробования, которые находятся в стороне от рассмотренных профилей, подтверждает построенную схему расслоенности. Появление дунитов с повышенной железистостью (на схеме помечены крестиками) в основании гряд профилей *I*, *II*, вероятно, связано с тем, что дуниты в этих точках уже не принадлежат к зоне *A*, а относятся к центральной зоне ядра массива, состав и структура которой остаются неопределенными. Исходя из того, что распределение FeO в зонах симметрично, внутренняя граница зоны *A* должна проходить именно в основании гряд профилей *I*, *II*. Возможно, ее положение частично совпадает с тектоническим нарушением вдоль р. Кондер, предполагаемым по геоморфологическим данным.

На рис. 41 показано обобщенное распределение FeO, построенное с учетом данных по всем профилям. Разрезы *I* и *II* совмещены по центру зоны *A*, разрезы *III*, *IV* — по центру зоны *B*, затем центр зоны *B* совмещен с точкой 7 (профиль *II*), ближайшей к границе ядра. Расстояние между точками профилей изменено только для профиля *I*. Как следует из схемы (см. рис. 41), профиль *I* между точками наблюдения 6—8 делает изгиб и пройден на этом участке практически параллельно границе между зонами. Поэтому точки наблюдения 6—8 на графике по расстоянию резко сближены. Обобщенный профиль подчеркивает закономерное геохимическое строение дунитового ядра Кондера в изученном блоке. Каждая из зон по содержанию FeO построена симметрично. Мощность зоны *A* в проекции на горизонтальную плоскость составляет 900—1000 м, зоны *B* — 1300—1500 м. Имеющийся материал не позволяет определить направление и угол падения расслоенности. Можно лишь предположить, что падение кругое, так как, несмотря на то, что профили *I*, *III* в значительной части пройдены по практически горизонтальной поверхности, расслоенность в этих участках выражена не менее резко.

На втором этапе проводился анализ поведения основных окислов в дунитах западной части ядра массива. Профили опробования пройдены по

Рис. 42. Изменения содержания FeO по радиальным профилям (VI—VIII, IX *a*) в западной половине дунитового ядра.

На каждом графике показано положение границы между дунитами и пироксенитами



гребням гряд, их положение и номера указаны на рис. 38. Расстояние между пробами на профилях менялось в зависимости от обнаженности, в среднем же составляло 250 м. Незначительная часть проб отобрана между профилями в основном по ручьям. Всего использованы 67 химических анализов дунитов. Сумма окислов, как и на первом этапе, приводилась к 100%.

Расслоенность западной части дунитового ядра (рис. 42, профили VI—IXa) резко отличается от вышеописанной. Прежде всего, здесь нельзя выделить зоны *A*, *B* дунитов разной железистости, характерные для восточной половины массива. Исходя из распределений FeO в дунитах профилей VI и IXa, охарактеризованных наиболее детально, по аналогии с восточной частью ядра выделяется концентрическая зона (*C*), в породах которой содержание FeO симметрично возрастает от 9,1—9,8% на границах зоны до 11% — в ее центре. Среднее содержание Fe в дунитах этой зоны ($\approx 10,2\%$) занимает промежуточное положение между его содержанием в зонах *A* и *B* восточной половины ядра. От границы зоны содержание FeO увеличивается как к центру ядра, так и к его границе (см. рис. 42). Несмотря на значительное расстояние между профилями VI и IXa, вид распределений, а также положение границ зоны *C* относительно границы ядра практически совпадают. Это свидетельствует о том, что установленная структура характерна для всей западной половины дунитового ядра. Данный вывод подтверждается распределениями FeO на профилях VII, VIII (см. рис. 42), опробованных слабее.

Устойчивость расслоенности в дунитах по содержанию Fe позволяет построить обобщенные распределения главных петрогенных окислов FeO,

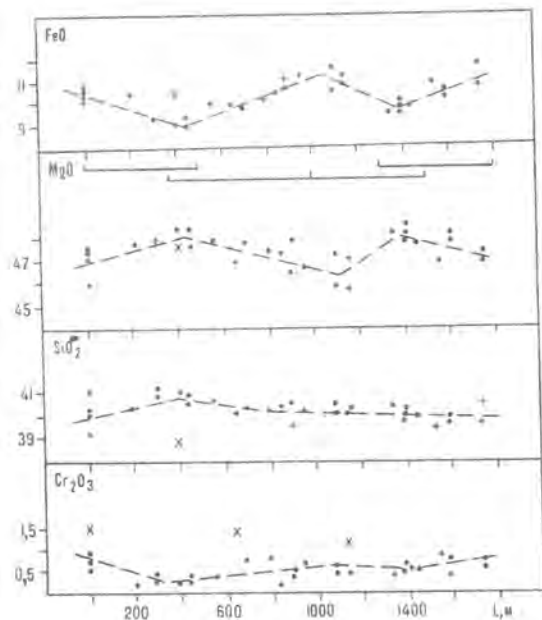


Рис. 43. Обобщенные распределения FeO, MgO, SiO₂, Cr₂O₃ в западной половине ядра, полученные совмещением частных распределений профилей (VI—VIII, IXa)

Вариационные кривые определены методом наименьших квадратов по интервалам, показанным на верхнем графике. Крестами обозначены пробы, не учитываемые при расчетах

MgO, SiO₂, Cr₂O₃ в западной половине дунитового ядра Кондерского массива (рис. 43). Положение линий регрессии определялось методом наименьших квадратов по интервалам, показанным на рисунке. При расчетах не учитывались анализы проб 1, 2 профиля IXa (на графиках не показаны) и пробы 2 профиля VII. Явное отклонение этих проб от характера распределений элементов на графиках, вероятнее всего, связано с неточным определением их местоположения в массиве. Кроме того, при расчете линий регрессии для Cr₂O₃ не учитывались пробы с содержанием этого окисла свыше 1%, поскольку они содержат шпировые скопления хромита. По своему поведению в формировании расслоенности изученные элементы распадаются на две пары: Mg—Fe, Si—Cr. На протяжении всей обнаженной части западной половины ядра между содержаниями этих окислов в парах сохраняется тесная отрицательная корреляционная связь. Связи элементов из разных пар имеют более сложный характер. Во внутренней опробованной части ядра (~ 1200 м по профилю) поведение всех элементов взаимосвязано: содержание FeO положительно скоррелировано с содержанием SiO₂, а содержание MgO положительно скоррелировано с содержанием Cr₂O₃. На последних 400 м разреза отсутствуют связи между содержаниями элементов из разных пар. Внутренняя граница зоны С совпадает с минимумами содержаний MgO, SiO₂ и максимумом содержания Cr₂O₃, внешняя граница зоны отчетливо выражена только в распределении MgO.

Закономерный характер распределения петрогенных элементов в ядре отчетливо проявляется в тех участках массива, где характер рельефа

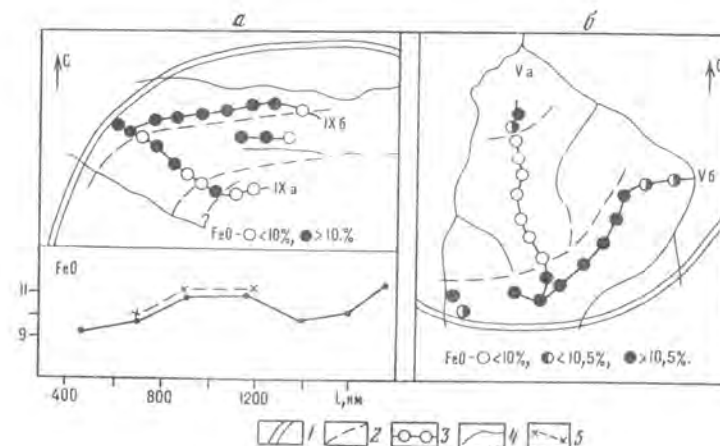


Рис. 44. Характер изменения содержаний FeO на южном (а) на северо-западном (б) участках дунитового тела

1 — граница дунитов и пироксенитов; 2 — границы геохимических зон; 3 — точки отбора проб; 4 — водотоки; 5 — интервал колебания содержаний железа по профилю IXb

позволяет опробовать дуниты как вкрест, так и по простиранию предполагаемой расслоенности (рис. 44). В северной части западной половины ядра профиль IXa, расположенный радиально (см. рис. 44), пересекает зону С, а профиль IXb пройден по гребню, приблизительно параллельному границе ядра (см. рис. 44). Содержание FeO на профиле IXb на протяжении ~ 1500 м меняется незначительно (10,0%—10,71%). Этому же интервалу отвечает содержание Fe в точке пересечений профилей IXa и IXb (10,19%). В начале профиля IXb содержание FeO резко падает до 8,7%, фиксируя внешнюю границу зоны С. Приведенное на этом же рисунке сопоставление содержания Fe в пробах, взятых по ручью, расположенному между грядами профилей IXa, б, с распределением FeO по разрезу IXa, подтверждает ранее установленный характер расслоения западной части дунитового ядра. Закономерное волнообразное изменение содержания FeO по радиальным разрезам и слабый размах варьирования его параллельно границе ядра являются, по нашему мнению, несомненным следствием концентрически-зональной расслоенности дунитового ядра Кондерского массива.

Распределение железа в дунитах междуречья рек Кондер—Левый Бегун (см. рис. 44) резко отличается от пространственной геохимической структуры дунитов западной половины ядра. В начале профиля Va, пройденного по радиально расположенному гребню, в направлении к границе ядра содержание FeO падает от 10,7 до 9,4%, затем выявляется зона маложелезистых дунитов мощностью порядка 1300 м, в которой содержание FeO изменяется незначительно, в пределах от 9,4 до 10%. В конце профиля содержание FeO резко возрастает с 9,6 до 11,1%, фиксируя

переход к зоне железистых пород. Профиль *Vб*, приблизительно параллельный границе ядра, несомненно, проходит по зоне железистых дунитов, содержание FeO в которой варьирует от 10,3 до 12%. Важно подчеркнуть, что в этой зоне, в направлении к границе ядра содержание железа уменьшается. Это отчетливо устанавливается в верховьях р. Кондер и на отрезке профиля *Vб*, обращенном к р. Левый Бегун (см. рис. 44). Подобный характер распределения FeO противоречит широко распространенному представлению о привносе железа в дунит. Интересно отметить, что достаточно резкой границе между зонами дунитов разной железистости соответствует геоморфологически отчетливо выраженный уступ, проходящий приблизительно параллельно профилю *Vб*, в седловине между вершинами опробованных гряд.

Геохимическая расслоенность района профилей *Vа, б* отличается от структуры всей западной половины дунитового ядра и близка расслоенности пород восточной половины массива (профили *I—IV*), южным участком которой она, вероятно, является. Вместе с тем между южным и северным участками восточного блока массива устанавливаются определенные различия. На юге (профили *Vа, б*) зона маложелезистых дунитов имеет явно большую мощность и, напротив, мощность зоны железистых дунитов здесь сокращается. На южном участке восточной половины ядерной части массива среднее содержание Fe в дунитах зоны *A* больше, а зоны *B* меньше, чем соответственно в дунитах северного участка (профили *I, II*). Эти различия, как и тот факт, что на южном участке разница в содержаниях железа в породах между зонами *A* и *B* ниже, очевидно, являются следствиями меньшей степени расслоенности дунитов района рек Кондер—Левый Бегун. Вероятно, с этой же причиной связано отсутствие симметрии в распределении в зонах *A* и *B* на этом участке, отмеченное для северной части восточной зоны.

Остается невыясненным состав дунитов в центральной, наименее обнаженной части ядра. Учитывая, что в дунитах из начала профилей *Vа, VI, VIII* и *IXа* отмечается повышенное содержание FeO , можно предположить, что в центре ядерной части массива — дуниты со слабо повышенной железистостью.

Закономерное геохимическое строение всех рассмотренных участков позволяет построить общую модель скрытой расслоенности дунитового ядра Кондера (рис. 45). Явное несовпадение положения границ зон на разных участках, очевидно, отражает современное блоковое строение массива. Несомненно, главным следствием процесса дробления явилось существенное относительное смещение восточной и западной половин ядра вдоль разлома, проходящего по р. Кондер. В процессе перемещения или на последующих этапах дробления каждая из частей ядра была разбита на блоки второго порядка, вероятно, с гораздо меньшей амплитудой относительного перемещения блоков. Явно большая степень раздробленности восточной половины массива, очевидно, связана с более интенсивным смещением блоков на этом участке. Совокупность геологических и геоморфологических данных позволяет высказать предположение о том, что вся восточная половина дунитового ядра представляет собой

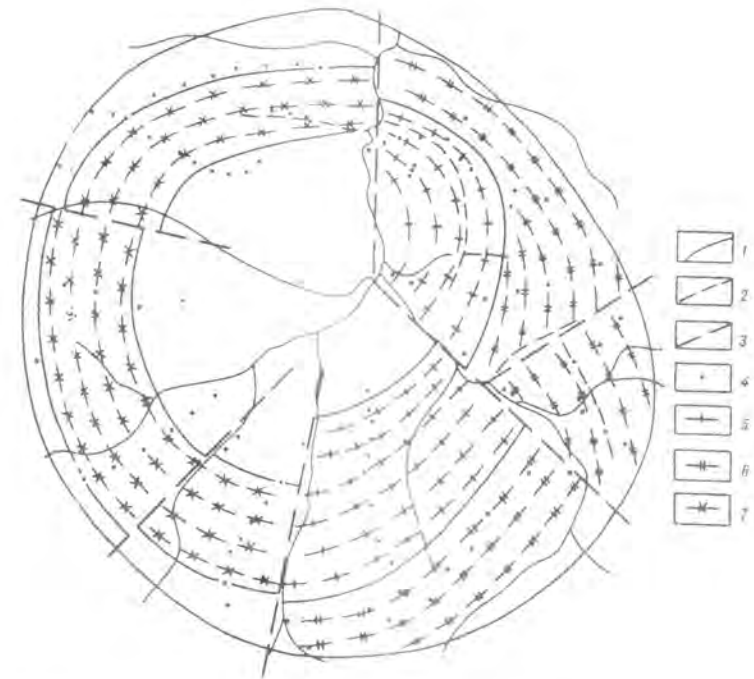


Рис. 45. Геохимическая модель скрытой расслоенности дунитового ядра массива

1 — граница зон; 2 — центры зон в северо-восточном блоке; 3 — главные разрывные нарушения; 4 — места отбора проб; 5—7 — геохимические зоны: 5 — зона *A* дунитов пониженной железистости, 6 — зона *B* дунитов повышенной железистости, 7 — зона *C* в западной половине ядра

более глубокий срез массива по сравнению с западной половиной, и следовательно, испытала наиболее значительное перемещение.

Принципиальное значение для расшифровки объемной структуры массива имеет определение элементов расслоенности в дунитовом ядре. Построенная модель слишком схематична, чтобы ответить на этот вопрос достаточно строго. Однако при определенных допущениях, справедливость которых весьма вероятна, можно определить направление падения расслоенности и предварительно оценить угол ее падения в рамках данной модели.

Выше отмечалось, что характер распределения FeO на профилях *VI* и *IXа* относительно границы дунитового ядра совпадает (см. рис. 44). Причем на обоих профилях граница ядра с вмещающими пироксенитами проходит на высоте приблизительно 980 м. Следовательно, блоки профилей *VI* и *IXа* можно рассматривать как не смещенные относительно друг друга. В этом случае точки, в которых пересекаются границы расслоенности, имеющие одинаковую высоту, должны находиться на равном расстоянии до "центра" расслоенности. Зная расстояние между

точками, в которых профили VI и IXa пересекают границу ядра (S), и угол между линией, соединяющей точки, и касательной к границе ядра в месте пересечения (α), легко найти расстояние от точки пересечения до центра расслоенности (r) по формуле $S = 2r \cdot \sin \alpha$, т. е. найти положение центра расслоенности. Положение его также определялось по точкам пересечения внутренней границы зоны С на этих профилях, высота которых совпадает. Практическое совпадение оценок, полученных разными способами, свидетельствует, по нашему мнению, о правомерности сделанных предположений и корректности методических приемов.

Определив положение центра, легко найти элементы расслоенности западной половины дунитового ядра. В северо-западном блоке внешняя граница зоны С пересекается на высоте $H = 1015$ м (профиль IXa) и на высоте $H = 760$ м (профиль IXб). Расстояние (L) от второй точки пересечения до центра расслоенности составляет 2125 м, что меньше, чем до первой (2450 м). Следовательно, расслоенность падает к центру массива и угол наклона ее ($\tan \alpha = \Delta H / \Delta L$) равен приблизительно 38° . Использование других точек дает величины угла 42° и 27° . Разброс полученных оценок связан в значительной мере с точностью определения положения границ зоны С в ядре, которая не слишком надежна для точных вычислений. Однако расчеты, несомненно, подтверждают центриклинальное падение расслоенности в западной части ядра. Угол ее падения находится в пределах $30\text{--}40^\circ$.

Более высокая раздробленность восточной части ядра не позволяет при использованной схеме опробования столь же определенно оценить поведение расслоенности в этой половине Кондерского массива. Однако несомненное смещение к центру границы зоны А и В в блоке V при уменьшении высоты профиля Vб убеждает нас в том, что и в восточной части дунитового ядра расслоенность имеет центриклинальный характер.

Зная поведение расслоенности, можно в принципе построить модель блоковой тектоники дунитового ядра Кондера, т. е. установить не только положение блоков, но и определить направление и амплитуду их относительного перемещения. В качестве иллюстраций подобной возможности рассмотрим блок профилей VII, VIII западной половины. Границы зоны С на этих профилях по отношению к соседним пересекаются на меньших высотах. В этом случае падение расслоенности к центру массива должно приводить к смещению границ зоны С в направлении центра ядра по сравнению с соседними блоками. В действительности границы зоны в этом блоке смещены в обратную сторону. Это, очевидно, связано с вертикальным опусканием блока с профилями VII, VIII относительно соседних. Используя величину угла 40° и положение границ зоны С в соседних блоках, можно оценить амплитуду смещения. Величина ее колеблется от 70 до 90 м в зависимости от того, какие точки пересечения использовались при расчете. Но несомненно, что амплитуда смещения составляла менее 100 м.

Выше по характеру расслоенности был выделен тектонически самостоятельный блок в районе профилей III, IV восточной половины ядра Кондера. Отметим явное смещение границы зон А и В в этом блоке от

центра ядра по сравнению с блоком профилей I—II (см. рис. 45). Вероятно, этот блок также испытал опускание.

Блоковое строение дунитового ядра, установленное исключительно на основе геохимической модели его расслоенности, хорошо подтверждается особенностями рельефа Кондера. Высота гряд, по которым пройдены профили VII, VIII и III, IV, отчетливо меньше, чем высота соседних участков. Очевидно, опускание этих блоков связано с последним этапом дробления дунитового ядра. Амплитуда перемещения блоков на этом этапе, вероятно, составляла первые сотни метров. Принципиальное различие в геохимической структуре восточной и западной половин дунитового ядра является свидетельством гораздо большей амплитуды смещения по разлому, проходящему вдоль р. Кондер. Если исходить из угла наклона расслоенности 40° в западной части ядра и радиуса ядра порядка 3 км, то восточная половина ядра приподнята не менее, чем на 1 км.

Результаты геоморфологического анализа Кондерской структуры (данные В.В. Юшманова) подтверждают относительную приподнятость всей восточной части Кондера.

Установленная скрытая расслоенность дунитов, выраженная в определенном пространственном изменении состава этих пород, отражает наиболее общие закономерности их формирования, а с учетом размеров петрохимических зон ее можно отнести к элементам вещественной структуры дунитов первого порядка. В пределах выделенных зон содержания таких элементов, как Fe, Mg, достаточно однообразны, хотя при сравнении составов отдельных зон правильнее говорить о различных средних составах дунитов. Дело в том, что при уменьшении шага опробования пород выявляется существенная флуктуация их геохимических параметров, таких, как содержание Ni, Co, Pt и др. Эти колебания носят вполне закономерный характер. Ниже речь пойдет об имеющих место неоднородностях внутри петрохимических зон.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОИДОВ И ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ДУНИТАХ МАССИВА

Исследования уровней накопления и характера распределения платиноидов на примере ультраосновных пород массива направлены на решение многих теоретических и практических вопросов, касающихся образования этих пород, истории формирования их источников в глубинном субстрате и т. п. По степени распространения в горнопородных объектах платиноиды могут быть отнесены к редким металлам, а по характеру распределения — к рассеянным. Как известно, платиноиды относятся к "переходным" металлам (α -элементы) и имеют близкую структуру внешних электронных оболочек. В одном ряду с ними расположены элементы группы железа (Fe, Ni, Co), что, естественно, предполагает сходный характер геохимического поведения этих элементов.

Платиноиды и элементы группы железа не являются независимыми от поведения главных породообразующих элементов. Близость физико-химических свойств основных (Mg, Fe) и рассеянных (Ni, Co, Pt) элементов,

приводящая к их миграции и накоплению в магматическом процессе, во многом предопределяет возможность последующего обособления некоторых из них до промышленных концентраций.

Как правило, содержания элементов группы железа тесно коррелируются с магнезиальностью и общей основностью гипербазитов. Наиболее тугоплавкие (Cr, Ni, Co) обогащают магнезиальные разности пород, в то время как с увеличением железистости повышается содержание таких элементов, как Ti, Sc. Для определения всех этих элементов использовались три варианта нейтронно-активационного анализа (НАА): инструментальный НАА (ИНАА) для определения элементов группы железа, радиохимический НАА (РХНАА) для определения платиноидов и золота в минералах и НАА с предварительным концентрированием (НААПК) элементов для определения платиноидов и золота в дунитах.

Краткая характеристика

Инструментальный НАА является самым распространенным вариантом НАА, так как — самый простой и экспрессный среди других вариантов этого вида анализ и в то же время при определенных условиях позволяет определить до 50 элементов. Этот метод широко используется для определения шести-восьми РЗЭ, элементов группы Fe, U, Th и ряда других микроэлементов. Однако из-за недостаточной чувствительности ИНАА определение платиноидов и золота, особенно кларковых содержаний, не представляется возможным.

Для определения заданного количества элементов (Sc, Ti, Cr, Fe, Co и Ni) в породах и минералах разного вещественного состава ранее нами была разработана методика [47]. Приводим основные метрологические параметры применяемой в работе методики ИНАА: относительное стандартное отклонение и предел обнаружения элементов, г/т: Sc — 0,04 и 0,5; Ti — 0,02 и 75; Cr — 0,03 и 20; Fe — 0,04 и 150; Co — 0,2 и 2; Ni — 0,03 и 17 соответственно.

Основная причина выбора радиохимического НАА платиноидов и золота в минералах заключается в возможности использования малых навесок. Анализ кларковых содержаний благородных металлов обычно проводят из навесок 50—100 г. Такое количество минералов практически невозможно отобрать.

Для определения этих металлов в минералах использовались ранее разработанные методики У.Г. Ганиева и др. [22, 28] с некоторыми изменениями конечных операций [48]. Приводим метрологические параметры методики РХНАА: химический выход %; стандартное отклонение, предел обнаружения, мг/т (соответственно): Pd — 83; 0,14; 5; Pt — 88—84; 0,13—0,14; 1—2; Ir — 88—89; 0,12—0,13; 0,05—0,05; Au — 89—90; 0,10—0,13; 0,04.

Определение кларковых содержаний платиноидов и золота в ультраосновных и основных породах представляет трудную задачу для аналитической химии. Анализ этих элементов прямыми инструментальными физическими методами не представляется возможным как в породах, так и в минералах из-за их низкого содержания. Поэтому данную группу

элементов предварительно концентрируют из больших навесок (50—100 г) с последующим анализом концентрата химико-спектральными, атомно-абсорбционными, нейтронно-активационными способами. Определение элементов из больших навесок невозможно без соответствующего оборудования, больших материальных затрат и длительного времени проведения анализов. В большинстве научных и производственных организаций такие условия мешают проводить геохимические работы в этом направлении.

Для выхода из создавшегося положения была разработана методика нейтронно-активационного определения платиноидов и золота после предварительного концентрирования элементов из малых навесок (5 г) [46]. Основные метрологические параметры этой методики: соответственно равны: Pd — 86—90; 0,12—0,15; 1,5; Pt — 84—91; 0,12—0,17; 1,0; Ir — 87—93; 0,11—0,15; 0,015; Au — 80—88; 0,15—0,20; 0,018.

Распределение элементов

Изучению платиноносности Кондерского массива уже уделено определенное внимание [49, 86, 88, 89]. Однако существует еще ряд неосвещенных вопросов. К ним можно отнести вопросы, касающиеся характера распределения платиноидов, золота и других микроэлементов, в частности элементов группы железа, наличия и величины корреляционных факторных связей между названными элементами и, наконец, геохимической структуры всего дунитового ядра. Для решения поставленных вопросов было проанализировано более 90 проб дунитов, а для некоторых из них — и их монофракции (оливин, хромшпинелиды). Отбор образцов проводился как по площади массива, так и по разрезам в центральной и южной частях массива с интервалом 20—50 м. Основной аналитический материал приведен в табл. 22. Общий анализ полученных данных по всему дунитовому ядру массива показывает следующее. Среди элементов группы железа на уровне кларковых содержаний находятся Sc (5,4 и 5) и Fe (9,8 и 9,87); значительно превышает кларковый уровень Ti (2234 и 300) и Cr (2921 и 2000); Ni почти в 2 раза ниже этого уровня (1055 и 2000); а Co — приближается (173 и 200). Подобные расхождения в содержаниях наблюдаются и у платиноидов: Pt (780 и 200), Ir (0,6 и ?); для Au уровни накопления близки (4,1 и 5).

Интересная информация получена по распределению элементов в оливинах и хромшпинелидах (см. табл. 22). Sc рассеян в минералах достаточно однородно, особенно в оливине. Ti в оливине также однороден, в то же время его уровень накопления на порядок и более ниже, чем в хромшпинелиде. Очень низкие содержания Cr установлены в оливине (35—50 г/т) по сравнению с хромшпинелидами содержание Fe в оливине достаточно выдержано, а в хромшпинелидах имеет небольшой разброс содержаний. Такой же характер распределения наблюдается с Co. Уровень накопления Ni в оливинах значительно выше, чем в хромшпинелидах. Что касается платиноидов и Au, то уровень накопления этих элементов наблюдается в большей степени в хромшпинелидах, чем в оливинах.

Таблица 22. Распределение (баланс) элементов между минералами дунитов Кондерского массива

Минеральный состав	Вес. %	Элемент, %								
		Sc	Ti	Cr	Co	Ni	Pd	Ir	Pt	Au
Дунит (обр. 2669)	—	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Оливин	95,1	94,4	68,4	0,35	94,1	97,6	57,6	43,3	61,6	13,3
Хромшпинелиды	3,5	3,2	29,3	97,2	3,65	0,99	5,4	28,7	11,8	36,9
Дунит (обр. 2663)	—	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Оливин	94,0	75,3	67,2	0,26	94,2	96,6	67,0	43,7	65,1	16,4
Хромшпинелиды	3,2	22,0	30,5	97,3	3,5	0,89	6,0	32,6	7,2	31,8
Дунит (обр. 2634)	—	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Оливин	92,6	92,3	75,4	0,34	95,1	96,8	64,8	50,0	64,3	17,1
Хромшпинелиды	2,9	5,1	21,3	98,2	2,6	0,76	4,0	22,9	9,7	29,7
Сумма	—	98,0	97,3	97,9	97,7	98,2	68,2	73,8	73,3	47,4
Разность	—	2,0	2,7	2,1	2,3	1,8	31,8	26,2	26,7	52,6

Согласно данным по распределению элементов в минералах рассчитан баланс накопления общего содержания элементов (см. табл. 22). Из элементов группы железа в оливине накапливаются Sc, Co и Ni, часть Ti сосредоточивается в хромшпинелидах. Общее содержание платиноидов накапливается в большей мере в оливинах, а Au — в хромшпинелидах. Рассчитанная сумма содержания элементов приходится на минералы (97—98%), такой высокий процент связан с химической активностью этих элементов и, как следствие этого, вхождением их в кристаллическую решетку минералов в виде изоморфных замещений основных петрогенных элементов. Платиноиды только на 68—74% накоплены в оливинах и хромшпинелидах, оставшаяся часть (разность) этих элементов (26—32%), по-видимому, образует собственные минералы и распределяются в межзерновом пространстве. Для Au разность содержания превышает сумму, что подчеркивает тенденцию рассеиваться не в породообразующих минералах, а образовывать собственные минеральные фазы, причем величина разности для Au почти в 2 раза превышает этот же параметр для платиноидов в отдельности.

Рассмотрим геохимическую структуру массива с выявлением корреляционных связей и результатов факторного анализа. Полученное распределение и высокая дисперсия содержаний элементов по всему дунитовому ядру массива свидетельствуют об их неравномерном распределении [49]. Некоторое представление о характере распределения элементов можно проследить по двум геохимическим профилям. На одном из них в дунитах из центральной части массива (обнаженная часть вдоль р. Кондер) содержания Co, Ni и Pt колеблются в небольших пределах. Исключение составляет хром, его содержание существенно варьирует. По результатам факторного анализа элементы сгруппированы в четыре фактора. В первом, генеральном, факторе — Ti и Sc с высокими факторными нагрузками, Au и Fe с низкими нагрузками и с отрицательной высокой

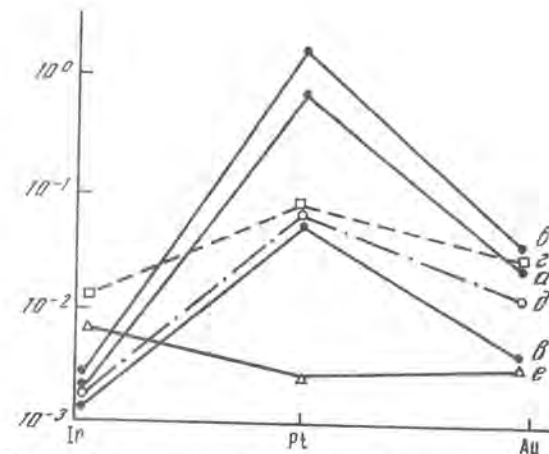


Рис. 46. Кривые распределения платиноидов (пояснения см. в тексте)

нагрузкой Ni. Вторым фактором представлен Cr, а с отрицательной нагрузкой Co. В третьем факторе — Pt имеет противоположное значение факторной нагрузки Ir, такое же соотношение в четвертом факторе у Fe с Au. На участке разреза, расположенного ближе к контакту с пироксенитами, дуниты характеризуются существенными колебаниями Ni, Co и Pt (детальный анализ их поведения будет проведен в следующем разделе). В дунитах этого геохимического профиля распределение Cr относительно однородно. Результаты факторного и корреляционного анализа этого профиля сгруппированы в два фактора. В первом факторе Ni и с противоположными нагрузками — Co, Pt, Au, Cr и Ti, а во втором — Sc, Ir, Fe и с отрицательной нагрузкой — Ti.

На рис. 46 представлены кривые средних содержаний Ir, Pt и Au в дунитах разных массивов, нормализованных относительно хондритов (тип CI). Гипербазиты офиодитовых комплексов являются релитами после выплавления базальтовых магм, и в процессе частичного плавления мантийного вещества легкоплавкие элементы, в частности золото, должны переходить в легкоплавкую фракцию, а высокотемпературные Ir и частично Pt — накапливаться в тугоплавком остатке. Этому положению соответствует кривая содержаний элементов в дунитах Канады. Для дунитов Кондера с высоким уровнем накопления Pt наблюдается резкое повышение кривой в области Pt (а, б), а с низким уровнем — кривая аналогична и близка к кривым для Нижнетагильского, Феклистовского массивов (д — в). Следует также указать на низкие содержания Ir как в рассматриваемых дунитах Дальнего Востока, так и Урала, что, по-видимому, связано с различной степенью дифференциации исходной магмы или неравномерным распределением элементов в веществе верхней мантии и ряда других геохимических факторов.

Таким образом, анализ аналитических данных дает основание выделить несколько групп ультраосновных пород с разным уровнем накопления платиноидов Au, Co и Ni с определенными корреляционными связями и

геохимическими ассоциациями элементов. Эти группы дунитов пространственно обособлены, что свидетельствует о наличии внутренней скрытой геохимической расслоенности дунитового ядра массива.

Геохимическая расслоенность дунитов второго порядка

Систематическое изучение пространственного распределения элементов группы железа и платины в дунитах проведено по двум сравнительно протяженным профилям в южной и северной частях дунитового тела. В результате этой работы были установлены относительное количественное распределение элементов в различных типах дунитов, общая тенденция их поведения и выделены участки развития в дунитах скрытой геохимической расслоенности. Наиболее существенной оказалась информация по профилю в южной части массива (длина ~600 м, 22 пробы). Детальная петрографическая характеристика образцов пород вдоль этого профиля была приведена выше при описании структур дунитов (профиль № 3).

Рассмотрим поведение железа на этом радиальном разрезе (рис. 47). На всем интервале выходов дунитов обнаружены три минимума в содержании этого окисла. Достоверность каждого минимума подтверждается наличием близких содержаний FeO в образцах пород из рядом расположенных точек отбора, а также использованием независимых методов анализа (силикатный и активационный анализы). В промежутках между минимумами содержание железа в дунитах достаточно однородное. Нужно отметить две особенности пространственного распределения этого элемента по данному разрезу. Линии средних составов в пределах участков стабильного содержания (плато) имеют слабый наклон в сторону центра массива, т.е. по мере движения от центра массива в дунитах наблюдается постепенное возрастание FeO (если, конечно, не учитывать все возможные виды флуктуаций). Средние значения содержаний железа в пределах отдельных плато возрастают от центра к периферии. Необходимо отметить, что этот детальный разрез находится в пределах петрохимического профиля VI. Его положение показано на рис. 38. Выявленный характер изменения содержания железа по этому детальному профилю (шаг опробования 20—40 м) в целом согласуется с тенденцией изменения на большом профиле (шаг опробования ~250 м).

Перечисленные особенности общей и частной тенденции поведения железа вдоль этого профиля позволяют высказать следующее соображение. На фоне основного геохимического фактора, определяющего ход распределения железа в дунитах, периодически возникают дополнительные, приводящие к резким изменениям соотношений элементов в ультраосновной магматической системе. Характер этих факторов не совсем ясен; вероятно, ситуация может в какой-то мере проясниться после анализа распределения других элементов.

Известно, что Ni в силу близости физико-химических свойств с Mg накапливается в наиболее магнезиальных породах. Магнезиальность дунитов в основном определяется содержанием этого элемента в оливине. Аналитические данные, показывающие, что Ni первично присутствует в

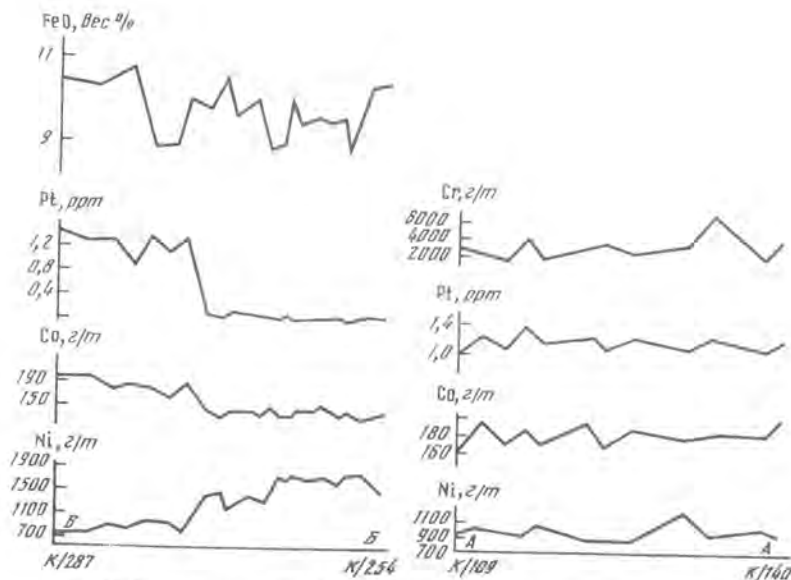


Рис. 47. Геохимические профили в дунитовом ядре (пояснения см. в тексте)

виде изоморфной примеси в оливине, а его содержание хорошо коррелируется с железистостью оливина, приведены в табл. 47.

В первом приближении распределение Ni вдоль этого разреза (см. рис. 47) согласуется с вышесказанным, поскольку его содержание последовательно уменьшается от центра дунитового ядра в сторону контакта с пироксенитами. Причем уменьшение происходит не постепенно, а скачкообразно. Рядом расположенные вдоль разреза образцы характеризуются близкими содержаниями Ni. Затем, в следующей группе, содержание Ni скачкообразно изменяется на несколько сот граммов на тонну. В то же время плато составов для отдельных групп образцов располагаются субгоризонтально (см. рис. 47).

Сравним профили распределения FeO и Ni. Мы уже отмечали общую тенденцию — возрастание Fe в дунитах вдоль этого разреза в какой-то мере компенсируется уменьшением содержания Ni. Рассмотрим, начиная с южной части профиля, согласованы ли тенденции изменения этих элементов. Однородному распределению железа (FeO ~10,5 вес.%) соответствует достаточно стабильное плато концентраций Ni. Для следующих двух образцов характерны низкие (минимумы) содержания Fe, тогда как концентрации Ni достигают максимальных значений для этой группы. Далее, после минимума по FeO, дуниты вдоль разреза (пять образцов) вновь характеризуются высокими содержаниями Fe. Однако средние значения здесь ниже, чем в первой группе. В этой группе дунитов содержание Ni повышается и составляет 1300 г/т.

Следующий минимум по Fe совпадает с началом выхода содержаний NiO на более высокое плато (~1700 г/т). Не совсем ясно положение минимумов в содержании FeO по отношению к дискретным границам в

распределении Ni. В какой-то мере это явление можно объяснить следующим образом. Резкое повышение магнезиальности магмы в пределах зоны кристаллизации (дуниты с минимальными содержаниями железа) приводят к перераспределению, а точнее, к повышению содержаний Fe в следующем, значительно большем объеме магм.

Наблюдаемая общая тенденция поведения Fe и Ni в дунитах данного профиля связана с определенными явлениями при кристаллизации магматической системы. В среде, характеризующейся направленным потоком вещества или энергии, возникает температурно-концентрационные волны, поскольку тепло удаляется из системы быстрее, чем главный объем расплава успевает ассимилировать выделяющийся в процессе кристаллизации остаточный расплав [56]. В результате возникает такая ситуация, когда фронт начала кристаллизации соприкасается уже не с главным объемом расплава, а с более низкотемпературным расплавом диффузионной зоны. Это приводит к замедлению скорости перемещения фронта начала кристаллизации, что вызывает появление перед ним более высокотемпературной зоны кристаллизации.

Теперь обратимся к рассмотрению графиков распределения Co и Pt (см. рис. 47). Для этих элементов существуют два согласованных уровня накопления, переход между которыми носит дискретный характер. Эта единственная граница совпадает с глубоким минимумом по Fe и первым скачкообразным переходом между двумя плато концентраций Ni. Такая же тенденция поведения отмечена и для Pt. Таким образом, по содержанию и распределению всех четырех элементов выделяются две устойчивые и пространственно локализованные группы дунитов. В первом приближении их можно охарактеризовать как содержащие и не содержащие дуниты. Значение этого факта трудно переоценить, поскольку открываются широкие возможности для изучения процессов дифференциации рудных элементов в подобных массивах.

Исходя из имеющихся данных, появляется возможность провести более детальное деление дунитов, содержащих Pt на уровне 20—100 г/т. Среди них существуют две пространственно локализованные подгруппы, характеризующиеся разными уровнями накопления Ni (1300 и 1700 г/т). Разделяет эти группы и минимум по содержанию Fe. Кроме того, в этих группах существенно различаются системы корреляционных отношений. Для дунитов с содержанием Ni 1300 г/т наблюдается отрицательная корреляция Ni и Co, а для образцов с содержанием Ni 1700 г/т связь между элементами становится положительной. Учитывая слабый размах колебаний в содержаниях названных элементов, нельзя с полной уверенностью утверждать достоверность этого интересного явления.

Теперь рассмотрим распределение этих же элементов вдоль второго радиального разреза (по р. Кондер) в северной части интрузии (см. рис. 47). На данном участке содержания Ni, Co и Pt в дунитах изменяются в небольших пределах и в целом близки значениям этих элементов в Pt-содержащих дунитах предыдущего профиля. Сложнее обстоит дело с поведением Fe, аномально высокие содержания которого установлены в дунит-пегматитах, встречающихся вдоль этого профиля (на рисунке дан-

ные по Fe не приводятся). Содержание Pt, Co и Ni практически не "реагирует" на значительные колебания железистости дунитов.

Учитывая положение прототектонических элементов изученных дунитов, можно полагать, что первый профиль пройден вкрест простирания "геохимических" слоев, а второй — вдоль них.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПИРОКСЕНИТОВ

В рассматриваемую группу вошли представители кондерского и алданского магматических комплексов. Это клинопироксениты, которые непрерывной полосой в сотни метров обрамляют дунитовое ядро, и косьвиты, слагающие за пределами пироксенитовой оторочки дуговые тела, в пределах дунитового ядра — многочисленные дайки, а также крупную интрузию в западной части дунитового тела. Петрографическая характеристика этих пород приведена выше.

Косьвитовые дайки (11 дайковых тел) опробовались главным образом в восточной половине дунитового ядра. Характер опробования пироксенитов кольцевой зоны приближается к случайному. В семи точках отбиралось от трех до пяти проб без учета их минерального состава и внешнего облика. Всего использовано 32 анализа химического состава пироксенитов этой группы. Суммарное содержание окислов петрогенных элементов, включая фосфор, в каждом анализе приводилось к 100%. Химические составы названных пород приведены в табл. 23—26.

Наиболее сложной и интересной в геохимическом отношении является группа пироксенитов кольцевой зоны. В ранних работах по геологии массива указывалось на существование в этой зоне перидотитов. По нашим данным, их присутствие не подтверждается, в изученной выборке отсутствуют породы с содержанием MgO от 22 до 40%. В составе зоны обычно выделяются практически мономинеральные диопсидиты с редкой примесью титаномагнетита и оливина, занимающие внутреннюю часть зоны, и магнетитовые пироксениты ее внешней части (которые как предполагалось, при уменьшении содержания титаномагнетита переходят в диопсидиты). Однако между этими разновидностями отсутствует непрерывный переход по химическому составу (см. табл. 23). Диопсидиты являются геохимически самостоятельными породами и отделяются от магнетитовых пироксенитов статистическим разрывом в содержаниях MgO (0,5%), SiO₂ (3,7%), FeO (4,5%). По Si и Mg ширина разрыва больше, чем пределы варьирования содержаний этих элементов в группе диопсидитов. Вместе с тем химический состав пород, отобранных по профилю вкрест простирания пироксенитового тела на юго-восточном фланге массива, свидетельствует о существовании определенной петрохимической зональности (см. табл. 24). По мере удаления от контакта с дунитами в пироксенитах возрастает содержание FeO_{общ}, TiO₂ и уменьшается — SiO₂, MgO.

Таким образом, отсутствует не только непрерывный переход — между дунитами и пироксенитами массива, но также и между пироксенитами и магнетитовыми пироксенитами кольцевой зоны. Подобную дискретность трудно объяснить, предполагая метасоматическую природу пироксенитов Кондера.

Таблица 23. Размах колебаний содержаний окислов в диопсидовых и магнетитовых пироксенитах кольцевой зоны

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
1	52,37	0,10	0,78	4,91	21,03	22,70
2	49,83	0,42	1,92	10,70	15,90	19,80
3	46,13	0,73	1,30	15,20	15,44	20,38
4	37,44	2,02	6,39	27,02	9,49	14,71
С	3,70	0,31	—	4,5	0,54	—

Примечание. 1, 2 — крайние составы среди диопсидитов, 3, 4 — крайние составы среди магнетитовых пироксенитов, С — разрывы в содержаниях компонентов между группами, %.

Принципиальное значение имеет химический состав магнетитовых пироксенитов кольцевой зоны массива. Изменчивость содержаний окислов в этих породах значительно выше, чем в диопсидитах (см. табл. 25). Большая часть магнетитовых пироксенитов зоны (9 анализов из 12) образует единый геохимический тренд (обозначим его — А), в котором с увеличением содержания SiO₂ возрастают содержания MgO, CaO и уменьшаются содержания TiO₂, Al₂O₃, FeO, P₂O₅. Причем в рамках этого тренда магнетитовые пироксениты распадаются на две группы АII, АIII (рис. 48). Этому же тренду отвечает состав одной из даек косьвитов центральной части Кондера. Резко повышенными содержаниями Al₂O₃ по сравнению с магнетитовыми пироксенитами А-группы обладают породы, помеченные на графике SiO₂—Al₂O₃ квадратами (см. рис. 48). Анализ их состава показывает, что магнетитовые пироксениты этой группы (обозначим ее ВII) являются аналогами косьвитов центральной части Кондера (обозначим их группу ВI). В парах АI→ВI, АII→ВII с увеличением содержаний Si, Al, Na, К между группами уменьшаются содержания Fe, Mg и Ca (см. табл. 26). Таким образом, магнетитовые пироксениты кольцевой зоны (группы АII, ВII) и косьвиты даек отвечают двум сериям SI, SII, которые разделены статистическим разрывом в содержаниях элементов. Геохимическая самостоятельность магнетитовых пироксенитов группы АIII позволяет относить их к самостоятельной серии SIII. Распределение P₁ построено проектированием точек на прямую, перпендикулярную прямой L₂, вдоль которой группируются точки составов косьвитов ВI на графике SiO₂—Al₂O₃ (см. рис. 48). Несомненно, важное значение имеет статистический разрыв в содержаниях компонентов, который разделяет группы А и В (рис. 48, б), отражая геохимическую самостоятельность этих двух рядов. Распределение P₂ получено проектированием точек составов на прямую, перпендикулярную прямой L₁ (см. рис. 48, б), вдоль которой группируются составы магнетитовых пироксенитов А-групп.

Выделение тренда А позволяет установить закономерную связь диопсидитов кольцевой зоны с магнетитовыми пироксенитами Кондера. По содержаниям всех компонентов эта группа пироксенитов завершает вариационный ряд магнетитовых пироксенитов А—АII—АIII, отвечая его

Таблица 24. Химический состав клинопироксенитов, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	П.п.п.	Сумма
К/139/1	50,57	0,34	1,84	9,46	0,08	16,50	20,79	0,27	0,08	99,83
К/139/2	49,89	0,42	1,92	10,46	0,06	16,20	20,25	0,27	0,41	99,88
К/139/3	49,83	0,42	1,28	11,75	0,08	15,89	20,58	0,30	0,04	100,17

Примечание. Возрастающие номера образцов направлены от контакта с дунитами.

Таблица 25. Среднее содержание окислов магнетитовых пироксенитов кольцевой зоны, вес. %

Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	n
AI	34,23	3,13	3,52	28,16	0,45	10,42	16,65	0,32	0,02	1,36	1
AIII	39,37	1,64	2,97	23,61	0,18	12,64	17,50	0,17	0,03	0,38	4
AIIV	43,86	1,01	1,83	18,24	0,12	14,1	19,47	0,16	0,02	0,02	5

Таблица 26. Сравнение содержаний окислов в рядах АI—ВI и АII—ВII, вес. %

Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	n
AI	34,23	3,13	3,52	28,16	0,45	10,42	16,65	0,32	0,02	1,36	1
BI	37,15	2,67	7,92	20,89	0,32	9,65	16,31	1,63	0,62	1,75	10
AII	40,27	1,78	4,13	22,61	0,16	11,80	16,82	0,44	0,19	0,35	7
BII	41,47	1,96	5,66	21,89	0,20	10,68	15,92	0,80	0,41	0,52	3

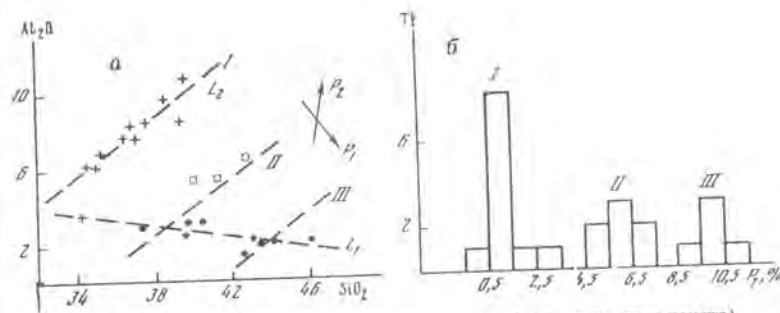


Рис. 48. Составы пироксенитов в координатах (пояснения см. в тексте).

наиболее лейкократовой части (см. табл. 25, 26). Относительная геохимическая независимость диопсидитов позволяет относить их к самостоятельной серии *SIV*. Таким образом, проведенный анализ показывает, что пироксенсодержащие породы ультраосновного—основного ряда Кондерского массива принадлежат к шести относительно независимым группам. Четкость статистических разрывов, разделяющих группы, при случайном характере опробования позволяет предполагать, что обнаруженная дискретность будет устойчивой при увеличении количества анализов пород.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ МАГНЕТИТОВЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ И МАГНЕТИТА КОНДЕРСКОГО МАССИВА

Проблема изучения распределения элементов платиновой группы в магнетитовых клинопироксенитах зональных и кольцевых базит-ультрабазитовых массивов, в частности Кондерского, возникла после обнаружения палладиевой высокоцитовой минерализации в магнетитовых клинопироксенитах Нижнетагильского дунит-клинопироксенит-габбрового массива Платиноносного пояса Урала. Главными концентраторами элементов и минералов платиновой группы в магнетитовых клинопироксенитах Качканарского и Гусевогорского месторождений Нижнетагильского массива являются сульфидные минералы [21, 124].

Кроме них, определенный, в том числе промышленный, интерес с точки зрения содержания и распределения элементов платиновой группы представляет магнетит как главнейший рудный минерал магнетитовых клинопироксенитов. Магнетит также может оказаться удобным индикатором-минералом при оценке коренной платиноносности не изученного на элементы платиновой группы (ЭПГ) интрузивного массива, так как он широко распространен в основных и ультраосновных породах ("сквозной минерал"), хорошо диагностируется, легко выделяется из горных пород благодаря своим ферромагнитным свойствам и относительно хорошо изучен теоретически. По-видимому, впервые заметные концентрации платины (0,04 г/т) в магнетите были обнаружены Г. и В. Ноддаками [123] в магнетитовых рудах известного месторождения Кируна (Швеция),

генетически близкого к магнетитовым месторождениям формации щелочно-ультраосновных пород. Высокие содержания элементов платиновой группы (30—100 г/т) были определены в магнетите из медно-никелевых руд Норильска [8] и Садбери [116]. Исключительно высокие концентрации платиновых металлов обнаружили П.Я. Ярош и В.Г. Фоминых [109] в хром-магнетите из пироксенитовой жилы в дунитах Кытлымского массива и С. Парри [125], в магнетите из гортонолитовой трубки Мойхук Бушвельдского комплекса. Вопрос о формах вхождения элементов платиновой группы в магнетит, пожалуй, впервые был поставлен в работе В.Г. Фоминых и В.П. Хвостовой [100] на материале магнетитовых руд Качканарского массива. Этот вопрос рассматривался Л. Кабри и другими [114] на примере небольших самородков Нигерии, причем как В.Г. Фоминых и В.П. Хвостова, Л. Кабри предполагал преимущественно изоморфную форму вхождения этих элементов в магнетит. Недавно С. Розенблум с сотрудниками [129] на примере магнетита из платиновых россыпей месторождения Гудныйос показали, что элементы платиновой группы образуют в магнетите микровключения изоферроплатины, сперритита, холлингвортита и еще нескольких платиноидных фаз, извлекающихся из магнетитового концентрата в процессе эксплуатации этого месторождения.

Магнетитовые пироксениты

По петрогенным элементам магнетитовые клинопироксениты Кондерского массива, с одной стороны, близки к магнетитовым клинопироксенитам (косъвитам) Платиноносного пояса Урала, а с другой — они отличаются от них высоким содержанием Fe, Ti, Mn и несколько более высоким содержанием щелочей, обнаруживая геохимические признаки принадлежности к породам щелочно-ультраосновной формации, что, как отмечалось выше, связано с особенностями геохимической специализации главным образом клинопироксена.

В части элементов-примесей магнетитовые клинопироксениты Кондерского массива близки к магнетитовым клинопироксенитам Платиноносного пояса Урала по содержанию элементов группы Fe; по сравнению с магнетитовыми клинопироксенитами Гулинского массива они обеднены Cr, Co и Ni, что представляет определенный интерес с учетом общей геохимической истории ряда элементов группы Fe, особенно Cr с платиноидами. Из элементов магматических эманаций магнетитовые клинопироксениты Кондера демонстрируют резкую обогащенность P, что связано с существенным количеством в них апатита. Содержание S в магнетитовых клинопироксенитах Кондерского массива ниже средних цифр этого элемента в ультрабазитах, приводимых А.П. Виноградовым [19]. Это геохимическая особенность магнетитовых клинопироксенитов Кондерского массива вполне гармонирует с низким содержанием в них сульфидов платиноидов. Зато содержание As, Sb и Bi в магнетитовых клинопироксенитах Кондера значительно превышают средние цифры концентраций этих элементов в дунитах и перидотитах, по А.П. Виноградову [19], что увеличивает возможности развития здесь сурьмяно-

Таблица 27. Элементы платиновой группы в рудных клинопироксенитах массива Кондер, мг/т

№№ пп	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	ЭПГ	Pt/Pd	n
1	30	30	4	8	5	5	10	38	1	1
2	50	40	4	6	3,5	5	14	113,5	1,3	1
3	30	80	12	3	3	5	18	140	0,37	1
4	69	60	7,5	1,5	5	5	8	146	1,3	8
5	91	51	12	5*	2	—	—	161	1,8	1
6	10—20	20—100	—	—	—	—	—	—	0,05	—
7	99	21	1	—	—	—	—	121	4,7	64—68

* Ru + Os.

Примечание. Клинопироксениты кольцевой части массива: 1 — сульфидсодержащие, 2 — магнетитовые, 3 — плагиоклазовые; 4 — апатит-флогопит-магнетитовые клинопироксениты; 5, 6, 7 — магнетитовые клинопироксениты Качканарского массива (анализ 5 из [100]; анализ 6 из [20]; анализ 7 из [100]); n — число анализов. Анализы 1—4 выполнены пробирно-химико-спектральным и кинетическим методами в лаборатории ВНИПИ "Механобр"; аналитики А.Е. Аладышкина, Н.В. Новацкая, И.А. Соловьева, А.М. Тихонова, Ю.Г. Швыров.

висмута-мышьяковистых соединений платиноидов. Содержания некогерентных элементов — редких щелочей (Rb, Tl), щелочноземельных элементов (Ba, Sr), редких земель (La, Ce, Y) в рудных клинопироксенитах Кондерского массива высокие — превышают их концентрации в магнетитовых клинопироксенитах Гулинского массива. Минералом-концентратом редких щелочей и Ba в рудных клинопироксенитах является флогопит; PЗЭ и Sr, по-видимому, накапливаются в клинопироксене, а Zr и Nb — в магнетите.

Элементы платиновой группы определялись нами в сульфидсодержащих клинопироксенитах кольцевой юго-восточной части массива, рудных клинопироксенитах юго-западной и восточной периферии массива, а также в апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитах юго-западной части массива (табл. 27). Магнетитовые клинопироксениты Кондерского массива были проанализированы в максимальном количестве проб в целях сравнения их с качканарскими рудными клинопироксенитами, несущими палладиевую высокоцитовую промышленную минерализацию. Клинопироксениты кольца Кондерского массива по сравнению с дунитами ядра этого массива [49] относительно обеднены элементами платиновой группы. Концентрация элементов платиновой группы в апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитах юго-западной части массива Кондер более высокая и, по-видимому, близка к концентрации этих элементов в рудных клинопироксенитах Качканарского массива [20]. Вместе с тем в отличие от качканарских рудных клинопироксенитов, замечательных резким преобладанием Pd над Pt ($Pt/Pd = 0,05—0,5$), кондерские рудные клинопироксениты подобной платиноидной специализации в проанализированных нами образцах не обнаруживают, величина Pt/Pd в них обычно > 1 . Количество редких платиноидов в кондерских рудных клинопироксенитах небольшое, величина $(Pt + Pd)/(Rh + Ru + Ir + Os)$ -отношения в них $> 7,6$. По этому параметру магнетитовые клинопироксениты Кондера похо-

жи на качканарские магнетитовые клинопироксениты, в которых величина $(Pt + Pd)/(Rh + Ru + Ir + Os) = 7,5$ [100].

В петрографическом и в платиноидном металлогеническом отношении рудные клинопироксены Кондерского массива близки к своим аналогам в Платиноносном поясе Урала, что позволяет высказать предположение о сходных генетических типах платиноидных минерализаций в Кондерском массиве и массивах Платиноносного пояса, не забывая, однако, о том, что в каждом массиве, в данном случае в Кондерском, могут обнаружиться новые и уникальные типы коренной платиноидной минерализации. Более высокий геохимический фон элементов платиновой группы в пегматоидных разновидностях рудных клинопироксенитов юго-западной части массива позволяет рассматривать эти породы как более перспективные (в плане наличия коренной платиноидной минерализации), чем другие разновидности рудных клинопироксенитов. Их платиноидная геохимическая специализация имеет вид: $Pt > Pd > Rh > Ir > Os > Ru$.

Распределение элементов платиновой группы в магнетите

Данные о распределении элементов платиновой группы в магнетите из ряда разновидностей рудных клинопироксенитов, главным образом из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов юго-западной части массива, а также из магнетитовых жил в этих породах [61], приведены в табл. 28.

Из рассмотрения табл. 28 следует:

1. Концентрация платиноидов в магнетите из жил в рудных клинопироксенитах периферии массива и в магнетите рудных клинопироксенитов юго-западной части массива довольно низкая — ниже предела чувствительности метода определения. Содержание элементов платиновой группы в магнетите пегматоидных апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов более высокое (мг/т): Pt 140—710, Pd 60—460, Ir — до 8, Rh — до 6, Os и Ru — ниже предела чувствительности. Из цифр, приведенных в табл. 28, довольно отчетливо проглядывает тенденция возрастания содержания платиноидов в пегматоидных разновидностях рудных клинопироксенитов, богатых летучими компонентами.

2. Платиноидная геохимическая специализация магнетита из рудных клинопироксенитов проанализированных разновидностей более или менее ясна только для относительно обогащенного элементами платиновой группы магнетита из магнетитовых жил в апатит-флогопит-магнетитовых пегматоидных клинопироксенитах, где она имеет вид $Pt > Pd > Ir > Rh > Os > Ru$. Что касается магнетита из других разновидностей рудных клинопироксенитов, то лишь для магнетита из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов можно констатировать, что величина отношения в них больше 1, а величина $(Pt + Pd)/(Rh + Ru + Ir + Os)$ -отношения больше 2. Общий палладиево-платиновый характер платиноидной геохимической специализации магнетита рудных клинопироксенитов Кондерского массива вполне гармонирует с характером платиноидной специализации самих рудных клинопироксенитов этого массива (см. табл. 28). Близкий

Таблица 28. Содержание элементов платиновой группы в магнетите из рудных клинопироксенитов Кондерского массива, мг/т

№ п/п	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Pt/Pd	$\frac{Pt + Pd}{Rh + Ru + Ir + Os}$	ЭПГ
1	30	80	20	3	8	5	10	—	—	—
2	30	80	20	3	8	5	10	—	—	—
3	30	80	20	3	8	5	10	—	—	—
4	40	40	39	3	8	10	10	1,0	2,0	119
5	10	30	3	3	3	5	12	0,3	3,3	43
6	50	30	4	3	8	10	10	1,7	—	80
7	70	80	20	3	8	5	10	—	—	70
8	90	80	20	3	8	5	10	1,1	—	90
9	140	60	4	3	6	5	45	2,3	—	200
10	710	460	6	3	8	10	25	1,5	—	1184

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории аналитических исследований и контроля ВНИИ Механобр. 1 — жильный магнетит из рудных клинопироксенитов периферии массива; 2, 3 — магнетит из рудных клинопироксенитов юго-западной части массива; 4—8 — магнетит из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов юго-западной части массива; 9, 10 — магнетит из магнетитовых жил апатит-флогопит-магнетитовых пегматоидных клинопироксенитов юго-западной части массива.

уровень концентрации платиноидов в магнетите из рудных клинопироксенитов и в самих рудных клинопироксенитах свидетельствует о том, что характер распределения элементов платиновой группы в клинопироксените из этих пород похож на характер их распределения в магнетите. Некоторые коррективы в общую картину распределения платиноидов в магнетите и в клинопироксене рудных клинопироксенитов могут внести сульфидные минералы — пирротин, халькопирит и пирит, которые обычно аккумулируют в своей решетке Pd и Rh или содержат минералы платиновой группы в виде микровключений, как это наблюдается в рудных клинопироксенитах Качканарского массива. В целом анализ распределения элементов платиновой группы в магнетите рудных клинопироксенитов Кондерского массива свидетельствует о том, что пегматоидные разновидности этих пород являются наиболее перспективными среди других разновидностей этих пород с точки зрения обнаружения в них коренной платиноидной минерализации.

Имеющиеся крайне ограниченные данные о распределении платиноидов в магнетите ряда основных-ультраосновных пород массивов Бушвельдского, Садбери, Качканарского, Кытлымского, Инагли и других показывают (табл. 29), что этот минерал может содержать достаточно высокие концентрации ЭПГ в зависимости от того, насколько сам массив "заражен" данными элементами. В ряде случаев уровень концентрации ЭПГ в магнетите сопоставим с уровнем концентрации ЭПГ в сульфидах и в хромите, тогда как в других случаях он довольно низкий. По сравнению с концентрацией платиноидов в магнетите из других массивов содержание элементов платиновой группы в магнетите из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов юго-западной части Кондерского

Таблица 29. Содержание элементов платиновой группы в магнетите из массивов основных и ультраосновных пород, мг/т

№ п/п	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	ЭПГ	Pt/Pd
1	108 000	310	—	—	550	—	168	108 860	348,4
2	450	15	—	—	1	—	4	466	30,0
3	3	0,5	0,5	100	30	—	—	—	—
4	1,2	0,7	0,1	100	30	—	—	—	1,7
5	7	6	50	4	8	—	—	75	1,2
6	13 800	5440	60	—	—	—	—	19300	2,3
7	—	—	—	10	—	80	—	—	—
8	159	112	9	3	8	5	14	280	1,4

Примечание. 1 — магнетит из гортонолитовой трубки Мойхук, Бушвельдский массив [125]; 2 — магнетит из медно-никелевых руд, массив Садбери [116]; 3, 4 — магнетит из магнетитовых слоев, Бушвельдский массив [124]; 5 — магнетит из рудных клинопироксенитов Гусевгорского месторождения, Качканарский массив [20, 21]; 6 — хромитомангнетит из магнетит-клинопироксенитовой жилы в дунитах, Кытлымский массив [109]; 7 — акцессорный магнетит из клинопироксенитов, Инаглинский массив [84]; 8 — магнетит из апатит-флогопит-магнетитовых клинопироксенитов юго-западной части массива, среднее из анализов 4—10) (табл. 28).

массива довольно высокое (около 0,26 г/т), геохимическая специализация имеет вид $Pt > Pd > Rh$, $Pt/Pd = 1,4$, величина $(Pt + Pd)/(Rh + Ru + Ir + Os) > 10$.

Данные о содержании ЭПГ в магнетите массива Кондер и других массивов свидетельствует о том, что магнетит может быть использован в качестве индикаторного поискового минерала на ЭПГ. При этом необходим анализ этого минерала на все элементы платиновой группы, в том числе на редкие платиноиды (Ir, Os), которые могут оказаться весьма показательными при оценке платиноносности. Обращает на себя внимание, что в магнетитах массива Кондер и в других массивах основных и ультраосновных пород величина отношения Pt/Pd , как правило, больше 1, а в ряде случаев — в магнетите из гортонолитовой трубки Мойхук (Бушвельдский массив) и в магнетите из медно-никелевых руд массива Садбери — даже очень велика, т.е. весьма вероятно, что минеральная платиновая фаза представлена платиновыми минералами, в частности изоферроплатиной.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КОНДЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Одной из наиболее специфических особенностей строения Кондерского массива и его обрамления является наличие кольцевой антиклинали, окаймляющей массив. Метаморфические породы внутреннего крыла антиклинали падают к центру массива под углами $45-80^\circ$. Осадочные отложения внешнего крыла падают от центра под углами $30-60^\circ$; за внешним периклинальным разрывом залегание их выполаживается и становится субгоризонтальным. Внутреннее крыло взброшено и глубже эродировано по сравнению с внешним. Кольцевой характер дислокаций, развитых в породах гранито-гнейсового обрамления, указывает на развитие кольцевой пликтивной структуры в первоначально субгоризонтальных или полого залегающих породах. Возникает предположение, что это метаморфизированные, более древние отложения чехла, подстилающие кондерскую свиту. Однако наблюдениями в обнажениях в 13 км к югу от массива и по данным бурения, проведенного в 15 км к северу от него, установлено, что кондерская свита налегает с разрывом и резким угловым несогласием непосредственно на гнейсы. Кроме того, в истоках ручья Кондер, на южном обрамлении массива, зафиксировано трансгрессивное, с угловым несогласием, наложение кондерской свиты на гнейсовидные плагиограниты. Это свидетельствует об отсутствии каких-либо отложений чехла между кондерской свитой и породами фундамента в окрестностях массива. Среди же метаморфических пород фундамента в смежных районах отмечены мощные прослои мраморов и кальцифиоров, а по данным крупномасштабных съемок последних лет, породы фундамента нередко имеют полого наклонное (до 20°) залегание. Отсюда следует, что внутреннее крыло антиклинали сложено породами фундамента, которые до возникновения в них пликтивных дислокаций характеризовались субгоризонтальным залеганием, а возможно, образовывали лежащие складки, что более вероятно. Наиболее частно субгоризонтальное залегание метаморфических пород отмечается в центральных частях гранито-гнейсовых куполов [107]. Можно предположить наличие такого купола диаметром около 15 км на месте современной кольцевой Кондерской структуры.

Происхождение гранито-гнейсовых куполов объясняется в настоящее время процессами гранитного диапиризма [90] или явлениями вертикального жесткого или "полужесткого" штампа [26]. Обе концепции предусматривают интенсивное давление снизу на перекрывающие толщи. Прогрессирующее воздымание купола, имевшегося на месте Кондерской структуры, в конечном счете привело к появлению в его центральной части радиально-спрединговых напряжений. Последние обусловили растяжение центральной части купола и погружение гранито-гнейсовых

пород в его центре, создавшее наблюдаемое ныне центриклинальное падение их слоистости.

Радиально-спрединговые напряжения в центре гранито-гнейсового купола были, видимо, одним из проявлений более общего процесса рифтогенеза, происходившего в конце раннего протерозоя в осевой части протяженной (не менее 200 км), меридионально ориентированной области длительного воздымания. В ходе этого процесса были заложены Беранский и Кондеро-Нетский глубинные разломы, причем первый из них имеет меридиональную ориентировку и в целом параллелен зоне рифтогенеза, а второй, пересекающий первый, может рассматриваться как трансформный. На пересечении этих разломов и находился гранито-гнейсовый купол. Во всяком случае, наблюдаемая периферическая дислокация отражает режим растяжения (кольцевой рифтогенез), в результате которого была создана обстановка, благоприятная для последующего внедрения флюидного ультрамафитового расплава. В результате сформировалась ассоциация дунитов (в центре массива) и клинопироксенитов (оторочка по его периферии).

Активизация района в конце раннего протерозоя завершилась внедрением лейкогранитов, прорывающих гнейсы, гнейсовидные плагиограниты и клинопироксениты. Радиологический возраст этих лейкогранитов определен Rb — Sr-методом в 1580 млн лет. В раннем рифее описываемый массив и, возможно, другие подобные ему массивы региона были выведены на дневную поверхность и подверглись эрозии, о чем свидетельствует наличие хромшпинелидов и акцессорных платиноидов в отложениях среднерифейских кондерской и омнинской свит. Со среднего рифея и до конца мезозоя массив, видимо, был перекрыт отложениями чехла платформы.

В период мезозойской тектономагматической активизации под воздействием трансмагматических флюидов на ультрамафиты происходили процессы генерирования щелочных расплавов и магматического замещения последними ультрамафитов. В итоге сформировались разнообразные магматические породы, образующие две главные серии: 1) косьвиты—габброиды—монцитониты; 2) щелочные породы (щелочные сиениты—нефелиновые сиениты—ийолиты), в каждой из которых отчетливо выражен эффект нарастания щелочности. Последнее обстоятельство свидетельствует о возникновении пород алданского комплекса именно в итоге воздействия трансмагматических флюидов на ультрамафиты [62]. При внедрении алданских интрузий дунитовый шток вместе со "спаянным" с ним блоком вмещающих гранито-гнейсовых пород был приподнят, что обусловило формирование купольной структуры в перекрывающих рифейских отложениях и сопряженного с ней внешнего периклинального разрыва. В результате последующей эрозии на дневную поверхность была выведена кольцевая антиклиналичная структура в ее современном виде. Внутреннее крыло этой структуры является кольцевой моноклиналию, возникшей при растяжении и погружении центральной части гранито-гнейсового купола, а внешнее крыло является остатком купола, сформированного в мезозое в отложениях чехла.

Изложенный выше рифтинговый механизм Кондерской кольцевой

структуры связан с общим процессом разрушения восточной окраины Сибирской платформы, происходившим под воздействием восходящих мантийных плюмов и сопровождавшимся формированием траншей, кольцевых интрузивов и впадин окраинных морей. Общей закономерностью их развития является определенная последовательность петрогенных процессов. Они начинаются спрединговыми деформациями (рифтингом), сопровождаемыми внедрением ультрамафитового мантийного материала. Затем в процессе тектономагматической активизации под воздействием трансмагматических флюидов на ультрамафиты генерируются щелочные расплавы. На Кондерском массиве стадия щелочного магматизма проявлена относительно слабо, но вполне отчетливо. Очевидно, Кондерский массив занимает крайнее положение в формации щелочных ультраосновных концентрических интрузивов, отвечая начальным стадиям ее формирования. При более полном ее развитии формируются нефелин-сиенитовые и ийолит-уртитовые массивы с карбонатами (например, Ингили), в которых дуниты и оливиниты полностью замещены щелочными породами и содержатся в них в виде небольших останцов.

О ФОРМЕ ДУНИТОВОГО ЯДРА МАССИВА

Кондерский массив на современном срезе представляет небольшое изометричное тело с дунитовым ядром и клинопироксенитовой, косцитовой и габбровой оторочками. По комплексу геофизических данных установлена штокообразная форма массива. Это подтверждается изучением его контактов с вмещающими породами. Сделан вывод, что на современном эрозионном срезе существует куполовидное замыкание кровли массива.

В дунитах очень слабо выражены макроскопические текстуры течения (шлиры, линзы и др.). К таким прототектоническим элементам дунитов могут быть отнесены редкие уплощенные скопления хромшпинелидов, создающие линейную текстуру пород [73]. Замеры элементов залегания хромитовых линз в обнажении по ручью Кондер (точки наблюдения К/109, К/110, К/118, К/120) показывают следующее: азимут падения составляет в среднем 240° , углы — $20\text{—}30^\circ$. Редкие уплощенные шлиры хромитов в дунитах на хребте, разделяющем ручьи Коротыш и Двухглавый, имеют азимут падения $100\text{—}110^\circ$, а углы — $60\text{—}70^\circ$ (точка наблюдения К/185). В долине р. Правый Бегун, в 300 м выше устья р. Аппендикс, азимут падения уплощенных линз хромитов равен 300° , а угол — 35° (точка наблюдения К/182). Данные примеры характеризуют положение макроскопических текстур течения пород из разных участков дунитового тела (см. рис. 13). В ядре дунитового тела уплощенные линзы хромитов имеют пологое падение, направленное к центру, а вблизи контактов их падения становятся значительно круче. Эти данные позволяют в общих чертах выявить фрагменты воронкообразной формы центральной, дунитовой, части массива.

Дунитовое ядро массива обладает определенной системой трещин. Среди трещин отдельности внутренней (собственной) группы установлены радиальная, периклиальная, центральная и горизонтальная системы.

Первичные трещины отдельности дунитов хорошо увязываются в систему со структурами течения пород.

Определенная взаимосвязь и взаиморасположение зерен оливина, морфология в некоторых образцах дунитов отвечают классическим примерам кумулятивных образований. В таких породах проявляется, как правило, предпочтительная ориентировка оливина. Подобные примеры наглядно демонстрируют условия появления упорядоченной структуры дунитов, суть которых сводится к следующему. Формирование пород осуществлялось из движущейся гетерогенной магматической системы, состоящей из жидкости и кристаллов оливина. Количество жидкой фазы было достаточным, чтобы индивиды оливина приняли ориентированное положение относительно стенок камеры и направления течения. На основе результатов петроструктурных исследований были реконструированы магматические текстуры течения, и по ним выявляется внутреннее строение дунитового тела. В качестве структурных элементов использованы плоскопараллельные (трахитоидные) и линейные структуры дунитов. Ориентировка планпараллельно расположенных уплощенных зерен оливина определялась по максимумам выходов оптической оси Np , являющейся нормалью, и грани (010). Этот элемент позволяет обнаружить внутреннюю морфологию дунитового тела. Линейная ориентировка удлиненных зерен оливина устанавливалась по максимумам выходов оптической оси Nm . Определенная таким образом линия течения указывает на направление максимального растяжения магматической суспензии. Необходимо отметить, что расшифровка микроструктурных диаграмм иногда затруднялась наложением максимумов выходов разных осей, что в основном связано с взаимозаменяемостью граней и их неравномерным развитием.

На рис. 13 показано положение структурных элементов дунитов Кондерского массива. Вынесены данные только по тем образцам, оливины которых характеризуются двумя первыми микроструктурными узорами. При рассмотрении структурной схемы обращает на себя внимание крутое положение планпараллельных текстур дунитов вблизи контакта с пироксенитами и их постепенное выполаживание при движении внутри массива. Линейность пород располагается конформно по отношению к контурам границы дунитового тела. Анализ рис. 13 показал, что прототектонические структуры дунитов "отрисовывают" чашеобразную форму тела с крутыми поверхностями контакта. В большинстве образцов дунитов из центральной зоны массива зафиксированы небольшие углы скопления линейного элемента, что указывает на очень пологое положение линий течения магматической жидкости. По сути дела линии течения образуют кольцевые структуры.

Заслуживает более детального рассмотрения ориентировка прототектонических элементов в южном, наиболее приподнятом блоке дунитов (см. рис. 13). Непосредственно вблизи контакта с пироксенитами наблюдаются очень крутые, практически вертикальные, углы падения уплощенных граней (010) зерен оливина. Но уже на расстоянии несколько десятков метров от контакта их углы падения значительно выполаживаются (20°), причем падение имеет периклиальный характер, т.е. на этом участке они падают от массива. Далее, по направлению к центру, плоскопараллель-

ные структуры приобретают субгоризонтальное положение. На следующем участке они уже наклонены под разными углами внутрь массива. Такая ситуация установлена по двум профилям в этой части массива. Ориентировка плоскостных протоматмических элементов дунитов в рассматриваемом блоке дает основание предполагать здесь фрагмент кровли дунитового тела.

Эти данные характеризуют структуру дунитового тела на уровне дневной поверхности. Определенное представление о структуре пород с более глубоких горизонтов массива получено в результате изучения керна скважин. Данные микроструктурного анализа этих образцов находятся в соответствии с изложенным выше материалом. Плоскопараллельные структуры крупнозернистых дунитов из керна скважин ядерной зоны располагаются практически горизонтально, а в образцах из других участков выходы оси nh указывают на наклонное положение плоскостных элементов.

Определенный интерес представляет взаимоотношения "нормальных" дунитов с дунит-пегматитами. Выше мы отмечали, что сходство ориентировки протоматмических элементов в этих и других породах может свидетельствовать об общем факторе их структурной упорядоченности. Формирование дунит-пегматитов в период становления ядерной части массива находит объяснение с позиций термической усадки. Известно, что термоусадочные процессы приводят к возникновению внутри интрузивов различного рода трещин, что способствует развитию некоторых процессов внутрикамерной дифференциации, массопереносу вещества внутри интрузива и накоплению его в возникающих полостях [74]. Эти процессы в конечном итоге могли привести к появлению таких жильных тел, как дунит-пегматиты.

ГЕНЕЗИС ПОРОД ЯДЕРНОЙ ЧАСТИ МАССИВА

Оценка составов родоначальных расплавов для основных и ультраосновных массивов, как правило, рассчитывается исходя из состава закалочных фаций или путем расчета среднесвешенного состава пород. В случае Кондерского массива вряд ли может быть использована первая методика, поскольку отсутствуют породы, которые можно отнести к представителям закалочной фации ультраосновного ядра. При использовании второго подхода могут быть допущены большие погрешности, если опробование проведено не по всему разрезу через массив, либо искажены количественные соотношения между слагающими массив дифференциатами. Особенно трудно применять этот метод для оценки состава ядерной части Кондерского массива, поскольку достоверно установлены только дуниты и пироксениты и отсутствуют другие разности, принадлежащие этой группе. Мы использовали независимый минералогический критерий для оценки исходного расплава, оперируя типоморфными особенностями хромшпинелидов.

Детальное изучение химического состава породообразующих минералов дунитов и клинопироксенитов показало, что среди них с уверенностью могут быть выделены аналоги минералов парагенезисов вкрапленников и

парагенезисов основной массы ультраосновных вулканических и субвулканических пород, таких, как, меймечиты, коматиты и др. Такие аналоги могут рассматриваться в качестве доказательства близости исходного расплава для пород массива и субвулканических тел.

В последние годы приповерхностные ультраосновные породы установлены во многих устойчивых и подвижных областях [15, 106]. Они известны в составе зеленокаменных поясов докембрийских щитов Австралии, Индии, Европы, Канады, Южной Африки. В разрезах платформенных чехлов ультраосновные вулканиды присутствуют среди траппов Карру, севера Сибирской платформы и др. В более молодых по возрасту геологических структурах ультраосновные вулканические породы установлены в складчатых сооружениях Тихоокеанского подвижного пояса — на Камчатке, Сахалине, в Приморье, Японии, на Соломоновых островах и в других регионах.

По химическому составу ультраосновные вулканиды ближе всего стоят к перидотитам (верлитам), т.е. минеральной ассоциации, состоящей из оливина и клинопироксена. Сравнительный анализ коматитов, пород древних зеленокаменных поясов, с более молодыми вулканическими образованиями обнаруживает определенные различия между ними. Первые имеют невысокую железистость, очень низкие концентрации титана, лантаноидов и др. Однако меймечиты платформ характеризуются наиболее высокими значениями этих элементов. Первые образуют толеитовую серию, вторые — щелочную. Все другие вулканические ультраосновные породы занимают промежуточное положение. Вполне определенные колебания испытывает и химический состав слагающих их минералов.

Для молодых ультраосновных вулканических пород характерно наличие двух неравновесных парагенезисов, образовавшихся в различных условиях: парагенезис вкрапленников и парагенезис основной массы. Их изучение дает важную информацию об условиях и эволюции ультраосновных расплавов. Для вкрапленников наиболее характерен парагенезис: оливин + хромшпинелид. Эта ассоциация, состоящая из магнезиального оливина и хромшпинелида с высоким содержанием, образует переменное количество вкрапленников. За эталон взяты меймечиты, магматическая природа которых не ставится под сомнение, здесь количество вкрапленников составляет до 60% объема породы. Среди наблюдаемых минеральных парагенезисов основной массы можно выделить: оливин + клинопироксен + магнетит (титаномagnetит). Оливин основной массы ультраосновных вулканидов существенно отличается от оливина вкрапленников.

В ряду нормальных (или толеитовых) и щелочных серий ультраосновных пород отчетливо проявились типоморфные свойства хромшпинелидов-вкрапленников [106]. Хромшпинелиды как из молодых, так и из древних комплексов толеитового ряда за редких исключений попадают на диаграмме $Mg-CrO$ в поле базальтоидных гипербазитов, в то время как шпинели из пород щелочного ряда занимают поле лунных пород. Конкретные различия заключаются в низких (1 вес. %) количествах TiO в шпинелидах из пород толеитового ряда. Составы хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива с наиболее высокими содержаниями Cr_2O_3

("первичные") могут быть сопоставлены с одноименными минералами ультраосновных вулканитов, больше соответствующих толеитовому, а не щелочному ряду.

Такое заключение имеет принципиальное значение, поскольку в платформенном чехле широко развиты ультраосновные вулканиты щелочного направления (Меймеч-Катуйская провинция). Вместе с тем в докембрии фундамента Сибирской платформы известны аналоги ультраосновных коматитов [72]. Вывод о том, что исходный ультраосновной расплав для дунит-клинопироксенитового ядра массива имел толеитовый характер, заслуживает дальнейшего изучения. Здесь мы отметим, что решающим при оценке степени достоверности исходного состава являются конечно же не приведенные выше соображения, а новые геологические факты, доказывающие существование в фундаменте платформ подобных пород.

Как и все другие типы магм, ультраосновные расплавы характеризуются эффузивными и интрузивными комагматитами. Наиболее ярким примером является Меймеч-Катуйская щелочная провинция Сибирской платформы, где известны близкие по времени формирования меймечиты, шкриты, кимберлиты. Здесь находится известный Гулинский ультраосновной плутон, в строении которого принимает участие дуниты, перидотиты, пироксениты и меймечиты [16, 32]. Механизм формирования структуры массива заключается в следующем. Пульсационно поступающий в камеру гетерогенный расплав, отвечающий по составу меймечиту, формировал в первую очередь эндоконтактовую (меймечитовую) верхнюю зону закалки. Одновременно благодаря гравитационной отсадке оливина под зоной закалки (под меймечитами) формировался горизонт порфировидных и равномернозернистых перидотитов. Ниже расположенные дуниты образовались в результате обогащения первичного (меймечитового) расплава осаждающимися кристаллами. Вполне понятно, что осаждающиеся кристаллы оливина могут образовывать горизонт дунитов, мощность которого не будет превышать мощности слоя перидотитов [16]. Более глубокие горизонты интрузии, сформированные последующими порциями гетерогенного расплава, состоят из полнокристаллических аналогов меймечитов или, если происходила гравитационная отсадка оливина, из чередующихся горизонтов дунитов и перидотитов. Таким образом, Гулинский ультраосновной плутон представляет собой пластиноподобный грубопоясчатый массив, сформировавшийся из гетерогенного расплава, отвечающего по составу меймечиту эндоконтактовой зоны плутона [16]. С этих позиций очень сложно объяснить строение и механизм формирования зонального дунит-клинопироксенитового ядра Кондерского массива.

В процессе поиска наиболее приемлемой петрологической модели формирования плутона мы основывались на результатах, полученных нами в процессе исследования геологического строения, внутренней структуры и вещественного наполнения плутона. Формированию магматических пород кондерского комплекса предшествовала орогенная активизация платформы и образования на ней гранито-гнейсового купола, т.е. по сути дела была подготовлена магматическая камера для последующего внедрения ультраосновного расплава. Наличие геохимической расслоен-

ности первого и второго порядков, отсутствие взаимосвязи между литологией и геохимией дунитов указывают на жидкостную дифференциацию расплава. Упорядоченность структур дунитов предполагает внедрения в камеру гетерогенного ультраосновного расплава.

Установленная форма дунитового ядра Кондерского массива с учетом сказанного выше наиболее полно объясняется с позиций дифференциации ультраосновного расплава в вертикально протяженной относительно небольшого поперечного сечения магматической камере, подобно тому как это сделано для Маринкинского массива [82]. Согласно законам гидродинамики и термодинамики, в движущейся по трубообразному каналу горячей (надкритической) магматической жидкости вследствие теплообмена с вмещающей более холодной стеной неизбежно возникает градиент температуры, вязкости и скорости движения в поперечном сечении потока. В таких условиях должен проявиться процесс жидкостной дифференциации с обособлением в центральной части потока жидкости с меньшей вязкостью, более высокой температурой и повышенной скоростью движения. Пример жидкостного разделения в дунитах — зональность первого порядка. При наличии в движущемся потоке жидкости твердых частиц (минералы парагенезиса — вкрапленников) последние будут концентрироваться в центральной части трубообразного канала за счет циркуляционных потоков и выталкивающихся под прямым углом к основному движению от стенок к центру. Подобная модель дифференциации расплавов привлекается многими исследователями для объяснения формирования концентрически-зональных плутонов. В ходе направленной кристаллизации ультраосновной жидкости, в условиях закрытости магматической камеры, в остаточном расплаве существенно возрастала концентрация летучих. Это приводило к понижению ликвидусной температуры, а в конечном итоге и к формированию дунит-пегматитов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ КОНДЕРСКОГО МАССИВА И МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ

Рудная минерализация массива генетически и пространственно связана с дунитами, что отмечалось и ранее [86]. Нами установлено, что, хотя минералы платиновой группы (МПГ) пространственно приурочены в основном к дунитам, однако их повышение по сравнению с кларковыми концентрациями (по результатам химико-спектрального и минералогического анализов) отмечаются местами и в других породах (косовитах, различных метасоматитах, перовскит-шпинель-монтichelлитовых и магнетит-амфиболовых скарнах, жерловых трахиандезитах и дацитах, субщелочных диоритах и др.). Установлено также определенное перераспределение рудной минерализации в пределах самого дунитового штока.

Выявлена следующая горизонтальная зональность первого порядка в распределении МПГ внутри массива, которая подчиняется его общему концентрическому структурному плану (при этом фоновое содержание МПГ в порфировидных дунитах принимается за единицу). Клинопироксениты и мелкозернистые дуниты, располагающиеся по периферии ультраосновного штока, резко обеднены этими минералами. Далее к центру

массива, вблизи зоны перехода до мелкозернистых дунитов к порфиоровидным, следует почти непрерывная кольцевая полоса, в пределах которой часто отмечаются участки с повышенными концентрациями мелких пылевидных МПГ. Последние образуют здесь обширные геохимические аномалии. Затем отмечается кольцевая полоса порфиоровидных дунитов с фоновым содержанием МПГ. В зоне перехода от порфиоровидных дунитов к магнетитизированным дунитам, развитым вокруг тела косьвитов, вновь отмечается повышение содержаний МПГ, а собственно магнетитизированные дуниты содержат МПГ в фоновых концентрациях. В пределах выделенных полей с повышенным или пониженным содержанием МПГ отмечается зональность второго порядка. Она заключается в относительно повышенном содержании МПГ в минерализованных эндо- и экзоконтактных зонах тел дунит-пегматитов. При этом наиболее перспективными оказываются тела дунит-пегматитов, находящиеся в пределах полей с повышенным фоновым содержанием МПГ.

Довольно четко проявлена и вертикальная зональность в распределении платинометальной минерализации. Последняя постепенно убывает по всем скважинам до глубины 450—500 м, а ниже, в однородных крупно- и гигантозернистых дунитах, МПГ лишь изредка встречаются в единичных знаках. Можно предположить, что платинометальная минерализация, представляющая практический интерес, была заключена на интервале протяженностью по вертикали в первые сотни метров.

Исходя из изложенного выше, процесс рудообразования в истории формирования массива представляется следующим. Основная часть платиноидов в процессе кристаллизации дунитов вошла в состав породообразующих оливина и хромшпинелидов, а меньшая часть сконцентрировалась в остаточном расплаве. Дефицит платиноидов в клинопироксенитах, мелкозернистых дунитах и относительный избыток их в порфиоровидных дунитах, вблизи контакта с мелкозернистыми, обусловлен обеднением в процессе кристаллизации краевых частей ультрамафитового штока рудным веществом, которое, оставаясь в расплаве, мигрировало в еще не застывшую центральную часть штока (рис. 49). Остаточный расплав, обогащенный рудным веществом и летучими, был сконцентрирован в основном в апикальных частях дунитового штока, под кровлей из уже закристаллизовавшихся клинопироксенитов и мелкозернистых дунитов, чем и объясняется повышенная встречаемость сегрегаций хромшпинелидов в центре массива и на наиболее высоких гипсометрических отметках.

В заключительный, пневматолитовый, этап в апикальной части штока формировались дунит-пегматиты. Разрастание по крайней мере дайкообразных тел дунит-пегматитов происходило, видимо, в направлениях, перпендикулярных некоторой вертикальной осевой линии, соответствующей наиболее проницаемой зоне, по которой мигрировали флюиды. В процессе кристаллизации оливина в дунит-пегматитах происходило очищение его кристаллов от рудного вещества и оттеснение последнего к контактовым зонам тел дунит-пегматитов. В итоге некоторые из таких зон оказались наиболее обогащенными МПГ.

При внедрении в мезозойское время интрузий алданского комплекса платиноиды в дунитах подвергались перераспределению. Часть МПГ в

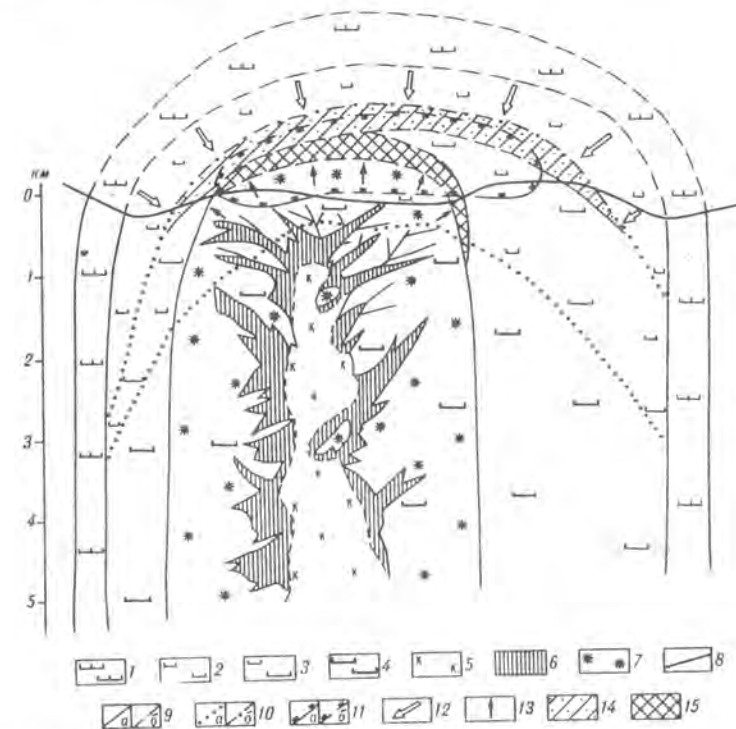


Рис. 49. Реконструкция строения Кондёрского массива и модель процесса рудообразования

1 — пироксениты; 2 — мелко-равномернозернистые дуниты; 3 — порфиоровидные дуниты; 4 — крупно- и гигантозернистые дуниты; 5 — косьвиты; 6 — щелочные метасоматиты; 7 — магнетитизация в дунитах; 8 — линия современного рельефа; 9 — геологические границы: а — действительные, б — реконструированные; 10 — фациальные границы: а — действительные, б — реконструированные; 11 — границы объема, наиболее благоприятного для формирования тел дунитопегматитов (а, б); 12, 13 — направление миграции: 12 — остаточных рудных расплавов до застывания оболочки массива, 13 — рудных флюидов, сформировавшихся при внедрении косьвитовой интрузии; 14, 15 — зоны отложения рудного вещества: 14 — вынесенного рудными расплавами, 15 — вынесенного рудоносными флюидами

процессе метасоматоза была вынесена на пределы диффузионного ореола магнетитизации во вмещающие дуниты (в основном вертикально вверх), что обусловило повышение концентраций платиноидов на флангах штока-верка метасоматитов (см. рис. 49). Часть платиноидов при этом была аккумулирована в жилах щелочных метасоматитов (встречаемость МПГ в них такая же, что и в дунитах, но их минеральный состав часто отличается от характерного для дунитов), но в основном платиноиды в процессе метасоматоза были растворены и рассеяны, в том числе и во вмещающих скарнах. Из изложенного выше следует, что наиболее рудоносными являются апикальные части массива, что позволяет считать целесообразной постановку поисковых работ на слабо вскрытых эрозией массивах подобного типа.

В работе суммированы материалы по геологии, вещественному составу и строению ультраосновных и основных пород Кондерского массива. Эти данные позволяют сделать следующие основные выводы.

1. В пределах Кондерского массива и его ближайшего обрамления выделяются архейский, раннепротерозойский, среднерифейский и мезозойский комплексы. Кондерский массив сложен раннепротерозойским кондерским и позднемезозойским алданским интрузивными комплексами. На основании геологических, геохронологических и палеомагнитных данных подтвержден древний возраст дунитов и клинопироксенитов кондерского комплекса.

2. Для массива характерно концентрически-зональное строение, обуславливающее его округлую в плане форму. Ядро массива диаметром около 5,5 км сложено дунитами и окружено концентрическими кольцевыми и дуговыми телами клинопироксенитов, косцитов и других пород. Геологически и геофизически установлено, что наиболее вероятная форма Кондерского массива до глубины 10 км — концентрически-зональный шток с вертикальными контактами.

3. Пликативные и дизъюнктивные структуры современного эрозионного среза связаны со становлением Кондерского массива. Выделены раннепротерозойские пликативные дислокации. Разрывные нарушения в районе Кондерской структуры подразделяются в зависимости от ранга на четыре группы. Заложение разрывных нарушений второго порядка — кольцевых периклинальных и центриклинальных и радиальных разломов — связано с формированием Кондерской структуры. К разрывным нарушениям третьего порядка отнесены многочисленные кольцевые нарушения, локализованные в основном в породах массива.

4. Ультраосновные породы Кондерского массива сформировались в ходе внедрения и кристаллизации гетерогенной магмы. Состав исходного расплава, вероятнее всего, был близок к коматиитовому.

Упорядоченность микроструктур дунитов Кондерского массива показывает, что при их формировании магматической жидкости было достаточно для того, чтобы кристаллы оливина смогли принять ориентированное положение относительно направления течения и стенок камеры. План-параллельные структуры дунитов отражают воронкообразную форму ультраосновной части массива с достаточно крутыми контактами, что согласуется с геологическими наблюдениями.

5. Рудная минерализация массива пространственно и генетически связана с дунитами. Она обнаруживает горизонтальную и вертикальную зональность, обусловленную в рудоносном отношении перераспределением платиноидов. Повышенные по сравнению с кларковыми концентрации платиноидов отмечаются также и в других породах. Предполагается, что наиболее перспективны апикальные части массива.

1. Абдуллаев З.Б., Наврузов Н.А., Гейдаров А.С., Гусейнова С.Ф. Геохимия редких элементов в ультраосновных породах и колчеданных месторождениях Азербайджана. Баку: Эдм, 1984. 129 с.
2. Авдонцев С.Н. Новые данные о генезисе ультрафитов Кондерского массива // ДАН СССР. 1986. Т. 286, № 4. С. 255—257.
3. Авдонцев С.Н. Петрология щелочно-ультрамафитовых массивов Кондерского комплекса (восточная часть Алданского щита): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1989.
4. Авдонцев С.Н., Малич К.Н. О физико-химических условиях образования железотитановых окислов из пород Кондерского щелочно-ультрамафитового массива // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 6, С. 1466—1468.
5. Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамическая модель образования массива кондерского комплекса // Геология и геофизика. 1989. № 7, С. 27—32.
6. Агафонов Л.В., Чепуров А.И., Лавренко Ю.Г., Покаралова О.С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии // Там же. 1974. № 6, С. 49—60.
7. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 75 с.
8. Архипова А.И., Натюрхин И.А. Распределение платиноидов в породообразующих минералах Талнахской интрузии // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971. С. 179—181.
9. Балькин П.А., Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнилов В.И. Минералогия и вопросы петрогенезиса дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 194—203.
10. Богомолов М.А. О природе кристаллических сланцев и карбонатных толщ вблизи Кондерского массива // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964. С. 32—56.
11. Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 312—363.
12. Васильев Ю.Р. Магнетиты и титаномангнетиты ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) // Тр. ИГГ СО АН СССР. 1976. № 263. С. 45—64.
13. Васильев Ю.Р. Природа оливинов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 103—119.
14. Васильев Ю.Р. Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 61—85.
15. Васильев Ю.Р. Ультраосновные вулканы севера Сибирской платформы // Мантйные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 150—159.
16. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: 1975. 270 с.
17. Велицкий В.В. Альпинитные гипербазиты переходных зон океан—континент, Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
18. Велицкий В.В. Петрохимическая классификация магматических пород с позиций теории орбиталей химических элементов // Тр. ИГГ СО АН СССР. 1981. Вып. 49. С. 3—21.
19. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555—571.
20. Волченко Ю.А., Неустрова И.И. Геохимия платиноидов и генетическое расчленение ультрабазитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Хромтау, 1985. С. 34—35.

21. Волченко Ю.А., Нечухин В.М. Платиноидное оруденение в габбро-гипербазитовых комплексах эвгросинклиналией // Рудные формации: Всесоюз. совещ. по металлогении. Свердловск, 1976. С. 22—24.
22. Ганиев У.Г., Сильванович Ю.А., Рахимов Х.Р. Методы радиоактивного определения благородных металлов и редких металлов // Активационный анализ благородных и редких металлов. Ташкент: Фан, 1970. С. 24—48.
23. Ганиев У.Г., Каримкулов Д.У., Рахимов Х.Р. Методы активационного анализа благородных и редких металлов. Ташкент: Фан, 1977. 110 с.
24. Глазголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбастаха и Инагли. М.: Наука, 1974. 176 с.
25. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 400 с.
26. Горлов Н.В. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 22. С. 61—76.
27. Гурулев С.А., Салеев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, 1968. 245 с.
28. Джексон Е.Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилутер // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 43—67.
29. Дир У.Л., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1. 371 с.
30. Дмитриенко Г.Г., Мочалов А.Г. Акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды некоторых дунит-гарцбургитовых массивов Корякского нагорья // Зап. ВМО. 1986. Вып. 5. С. 569—581.
31. Дмитриенко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Акинин В.В. Акцессорные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 66—76.
32. Егоров Л.С., Гольдбарт Т.Л., Шихорина К.М. и др. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии // Тр. НИИГА. 1961. Т. 122. С. 1—132.
33. Ельянов А.А. О формационной принадлежности центральных интрузий массивов с дунитовыми ядрами // Геологические формации: Матер. к совещ. (21—24 мая 1968). Л., 1968. Вып. 1. С. 78—82.
34. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // ДАН СССР. 1961. Т. 141. № 3. С. 687—689.
35. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных щелочных пород Алданской и Южноверхоанской провинции // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 15—23.
36. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 340 с.
37. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // ДАН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 991—994.
38. Жилева В.А., Колесников Л.В., Петрова Г.Н. О частичном самообращении термоостаточной намагниченности у природных ферримангнетиков ряда // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 10. С. 59—71.
39. Золотухин В.В. Основы микроструктурного анализа изверженных горных пород. Новосибирск, 1983. 47 с.
40. Иванов О.К. Генетические типы и условия формирования акцессорной платиноидной минерализации в концентрически зональных массивах платиноносного пояса Урала // Самородные металлы в изверженных породах. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. Ч. 1. С. 102—107.
41. Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов платиноносного пояса Урала // Минералы месторождения Урала.
42. Иванов О.К., Шилов В.А., Шилова Т.А. Дуниты Нижнетагильского массива Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 10. С. 29—45.
43. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 246 с.
44. Кабри Л.Дж., Налдретт А.Дж. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 10: Минералогия. С. 10—27.
45. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
46. Квасов А.И. Определение палладия, иридия и золота в горных породах с использованием метода концентрирования элементов и последующего нейтронно-активационного анализа // Геохимия. 1987. № 7. С. 1045—1047.
47. Квасов А.И. Распределение элементов в пороодообразующих и акцессорных минералах ультраосновных и основных пород // Всесоюз. совещ. по актив. анализу и другим радиоаналит. методам" Тез. докл. Ташкент: Фан, 1987. С. 287.
48. Квасов А.И. Геохимия платиноидов, золота и элементов группы железа в гипербазитах и габброидах некоторых массивов Дальнего Востока и Восточной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1988. 21 с.
49. Квасов А.И., Приходько В.С., Степанко А.А. Геохимия платиноидов и элементов группы железа в дунитах Кондерского массива // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 108—111.
50. Ковалевский В.Е., Боглибов В.И., Поляков Г.В., Мехонишин А.С. Дугдинский расслоенный перидотит-пироксенит-габбровый плутон в Северо-Восточной Туве // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1983. № 563. С. 48—83.
51. Кудрявцева Г.П., Гаранин В.К., Жилева В.А., Трухин В.И. Магнетизм и минералогия природных ферримангнетиков. М.: Изд-во МГУ, 1982. 294 с.
52. Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-поритовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.
53. Ланда Э.А., Марковский Б.А., Багдасаров Э.А. Химический состав и условия образования магнетитов и феррохромитов из меймечитов Маймеча-Котуйского региона и пикритов Камчатки // Зап. ВМО. 1980. Вып. 5. С. 545—554.
54. Леснов Ф.П. Дуниты Чайского перидотит-габбрового плутона (Северное Прибайкалье) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 25—36.
55. Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 416 с.
56. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1968. 507 с.
57. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 16—32.
58. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
59. Малич К.Н. Типоморфизм ферришпинелидов в парагенерациях ультраосновных массивов Кондерского комплекса // Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. С. 101—108.
60. Малич К.Н. Типоморфизм и платиноносность ферришпинелидов Кондерского ультраосновного массива // Зап. ВМО. 1989. Вып. 3. С. 35—42.
61. Малич К.Н., Лазаренков В.Г., Баямсова Е.А. Платиноносность титаномагнетитовой рудной формации Кондерского массива // Рудные формации структурной зоны перехода континент—океан. Магадан, 1988. Т. 2. С. 85—86.
62. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 24—38.
63. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 229 с.
64. Мелхонцев А.А. О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий // Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, 1977. Вып. 349. С. 84—111.
65. Мочалов А.Г. Систематика россыпной платиноносности Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
66. Мочалов А.Г. Минералогия платиновых элементов альпинотипных ультрамафитов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1986. 22 с.
67. Мочалов А.Г., Дмитриенко Г.Г. Генетические аспекты платиноидной минерализации ультрамафитов // Рудные формации. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. Ч. 2. С. 95—96.
68. Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитриенко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология руд. месторождений. 1988. № 5. С. 45—58.

69. Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Рудашевский Н.С., Дмитриенко Г.Г. Зависимость параметров кристаллической структуры от состава гексагональных природных твердых растворов осмия, рутения и иридия // ДАН СССР. 1986. Т. 291, № 5. С. 1215—1217.
70. Моралев В.М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Там же. 1959. Т. 127, № 1. С. 168—169.
71. Мясников В.С., Боярская Р.В. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронно-микроскопическое их исследование // Геология руд. месторождений. 1965. № 5. С. 7—17.
72. Ножкин А.Д. Высокотемпературные базиты и пикритониды докембрия Енисейского края — аналоги мафических и ультрамафитовых коматитов // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980. С. 26—28.
73. Орлова М.П., Соседко Р.А., Щаденков Е.М. Опыт использования минералогических критериев для оценки рудоносности и формационной принадлежности Кондерского массива // Минералогические критерии оценки рудоносности. М., 1986. С. 140—149.
74. Осипов М.А. Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1983. 99 с.
75. Остапчук В.И. О платиноносном массиве Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1989, № 2. С. 113—118.
76. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
77. Паттис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
78. Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования // Геомагнитные исследования. М., 1977. Вып. 19.
79. Петрографический словарь / Под ред. В.П. Петрова и др. М.: Недра, 1981. 496 с.
80. Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1989. 224 с.
81. Приходько В.С., Пономарев Г.П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива // Тихоокеан. геология. 1990, № 2. С. 53—68.
82. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 208 с.
83. Разин Л.В. Месторождения платиновых металлов // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 3. С. 94—115.
84. Разин Л.В., Хоменко Г.А. Особенности накопления осмия, рутения и остальных металлов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов // Геохимия. 1969, № 6. С. 659—672.
85. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.
86. Рожков И.С., Кишул В.И., Разин Л.В., Боршанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
87. Рудашевский Н.С., Меньшиков Ю.П., Мочалов А.Г. и др. Купрородсит и купроирридсит — новые природные тиошпинели платиновых элементов // Зап. ВМО. 1985. Вып. 2. С. 187—195.
88. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Орлова М.П. Включения силикатов в природных железо-платиновых сплавах Кондерского массива // ДАН СССР. 1982. Т. 266, № 4. С. 977—981.
89. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г. Состав включений хромшпинелидов в зернах платиноидов из пород ультрамафических формаций // Геология и геофизика. 1985, № 8. С. 56—69.
90. Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: Гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 16, № 4. С. 5—32.
91. Смирнова Т.А. Структуры распада твердого раствора в оливине ультраосновных пород // Зап. ВМО. 1971. Вып. 2. С. 209—212.
92. Соболев А.В. Фазовый состав меймечитов Сибири и некоторые проблемы их генезиса // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 330—347.
93. Соловьев И.Л. Вибрационный магнитометр с магнитной подвеской // Сборник материалов Дальневосточного палеомагнитного семинара. Магадан, 1990. С. 186—194.
94. Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. 248 с.
95. Степанко А.А. Петрохимические типы ультраосновных ассоциаций континентов // Офиолиты Восточной окраины Азии. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 90—91.
96. Тектоническая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 : Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 193 с.
97. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные извержения породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
98. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
99. Флинн Д. Деформации при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49—77.
100. Фоминых В.Г., Хвостова В.П. Особенности распределения металлов группы платины и породообразующих минералах Гусевгорского месторождения // ДАН СССР. 1971. Т. 200, № 2. С. 443—445.
101. Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1982. 212 с.
102. Марков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.
103. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980, № 4. С. 23—35.
104. Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного-щелочного состава // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 950—952.
105. Шека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 133 с.
106. Шека С.А., Вржесек А.А. Ультраосновной вулканизм тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматитов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3—15.
107. Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 166 с.
108. Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Зап. ВМО. 1980. Вып. 1. С. 98—105.
109. Ярош П.Я., Фоминых В.Г. Платиноиды в хромтитаномагнетит-пироксеновой жиле Косвинского дунитового тела Кытлымского массива // Ежегодник, 1975 // Ин-т геологии геохронологии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976. С. 100—101.
110. Ярош П.Я., Царицын Е.П. Признаки перекристаллизации в оливинах из гипербазитов // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1976. Т. 12. С. 221—230.
111. Barnes S., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // Chem. Geol. 1985. Vol. 53. P. 302—323.
112. Brothers R.N. Flow orientations of olivine // Amer. J. Sci. 1959. Vol. 257. P. 574—584.
113. Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // J. Petrol. 1964. Vol. 5, N 2. P. 310—357.
114. Cabri L.J., Criddle A.J., Laflamme J.H.G. et al. Mineralogical study of complex Pt—Fe nuggets from Ethiopia // Bull. Miner. 1981. Vol. 104. P. 508—525.
115. Cameron E.N. Postcumulus changes in the Eastern Bushveld complex // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 8. P. 754—779.
116. Chyi L.L., Crockett J.H. Partition of platinum, palladium, iridium and gold among coexisting minerals from the Deep Zone, Strathcona Mine, Sudbury, Ontario // Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 7. P. 1196—1205.
117. Finch C. Czochralski growth of single-crystal Mg₂SiO₄ (forsterite) // J. Cryst. Growth. 1971. Vol. 8, N 3. P. 94—98.
118. Hill R., Koeder P. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity // J. Geol. 1974. Vol. 92, N 6. P. 709—731.
119. Ladurner J. Das Vergallen des Olivins als Gefügekorn in einigen Olivingesteinen // Tshermaks miner. und petrogr. Mitt. 1954. Bd. 5, H. 1/2. S. 31—37.
120. Mogensen F.A. Ferro-ortho-titanite from Sotra Ulvon // Geol. foren. Stockholm forhandl. 1946. Vol. 68, N 4. P. 578—588.
121. Muan A. Phase relations in chromium oxide-containing systems at elevated temperatures // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. Vol. 39. P. 781—802.
122. Nickel E.H. The composition and microtexture of an ulvöspinel: Magnetite intergrowth // Canad. Miner. 1958. Vol. 6, pt 2. P. 83—89.
123. Noddak J., Noddak W. Die Geochemie des Rheniums // Ztschr. phys. Chem. 1931. Bd. 54. S. 835—841.

124. Page N.G., Gruenewaldt G., Hafty J., Aruscavage P.J. Comparison of platinum, palladium and rhodium distributions in some layered intrusions with special reference to the late differentiates (Upper zone) of the Bushveld complex, south Africa // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. N 6. P. 1405—1418.
125. Parry S.J. Abundance and distribution of palladium, platinum, iridium and gold in some oxide minerals // Chem. Geol. 1984. Vol. 43, N 1/2. P. 115—125.
126. Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 14, P. 5391—5406.
127. Ramdohr P. Ulvöspinel: Its significance in titaniferous iron ores // Econ. Geol. 1953. Vol. 48, N 8. P. 1412—1417.
128. Roeder P.L., Campbell J.H., Lamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 68, N 3. P. 325—335.
129. Rosenblum S., Carlson R.R., Nishi J.M., Overstreet W.C. Platinum-group elements in magnetic concentrates from the Goodnews Bay District, Alaska // US Geol. Surv. Bull. 1986. N 1660. P. 1—38.
130. Turner E.J. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites // Trans. Roy. Soc. N.Z. 1942. Vol. 72. P. 280—300.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (В.С. Приходько)	3
Глава 1	
Структурная позиция и геологическое строение Кондерского массива	5
Интрузии центрального типа в южной части Алданского щита (Е.П. Емельяненко) ..	5
Общие сведения о Кондерском массиве (Е.П. Емельяненко).....	7
Магматические и метасоматические породы, слагающие массив (Е.П. Емельяненко)	8
Возрастные взаимоотношения пород	16
Геологические и геохронологические данные (Е.П. Емельяненко).....	16
Палеомагнитные данные (А.С. Каретников, В.Г. Гурович).....	19
Морфология Кондерского массива по геофизическим данным.....	31
Петрофизическая характеристика пород (В.Г. Гурович, А.С. Каретников)	31
Особенности потенциальных геофизических полей над Кондерским массивом (Е.П. Емельяненко).....	39
Тектоника Кондерского массива (Е.П. Емельяненко)	43
Глава 2	
Петрография ультраосновных и основных пород массива	53
Дуниты	53
Общая характеристика (В.С. Приходько).....	53
Закономерности ориентированности оливина в горных породах (В.Н. Землянухин, В.С. Приходько).....	56
Петроструктурный анализ дунитов (В.Н. Землянухин, В.С. Приходько).....	58
Пироксениты	72
Породы кольцевой интрузии (В.С. Приходько).....	72
Рудные пироксениты.....	74
Глава 3	
Минералогия ультраосновных и основных пород массива	76
Породообразующие и акцессорные минералы дунитов	76
Оливины (В.С. Приходько).....	76
Минеральные микровключения в оливинах (В.С. Приходько).....	78
Хромшпинелиды (В.С. Приходько).....	81
Корреляция составов оливинов и хромшпинелидов (В.С. Приходько).....	87
Минералогия платиноидов из дунитов (А.Г. Мочалов).....	92
Минералогия пироксенитов	106
Породообразующие и акцессорные минералы (В.С. Приходько, А.А. Степашико).....	106
Фазовый состав и структурные разновидности магнетита (В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич).....	108
Глава 4	
Петрохимические и геохимические особенности основных и ультраосновных пород массива	115
Петрохимия ультраосновных пород (А.А. Степашико).....	115
	167

Геохимическая модель скрытой расслоенности дунитов (А.А. Степашико).....	121
Распределение платиноидов и элементов группы железа в дунитах массива.....	133
Краткая характеристика (А.И. Квасов).....	134
Распределение элементов (А.И. Квасов).....	135
Геохимическая расслоенность дунитов второго порядка (В.С. Приходько).....	138
Петрохимическая структура пироксенитов (А.А. Степашико).....	141
Платиноносность магнетитовых клинопироксенитов и магнетита Кондерского массива.....	144
Магнетитовые пироксениты (В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич).....	145
Распределение элементов платиновой группы в магнетите (В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич).....	147
Глава 5	
Условия формирования и рудоносность Кондерского массива.....	150
Механизм образования Кондерской структуры (Е.П. Емельяненко).....	150
О форме дунитового ядра массива (В.С. Приходько).....	152
Генезис пород ядерной части массива (В.С. Приходько).....	154
Закономерности размещения рудной минерализации в пределах Кондерского массива и модель процесса рудообразования (Е.П. Емельяненко).....	157
Заключение (В.С. Приходько).....	160
Литература.....	161

CONTENTS

Introduction (Prikhod'ko V.S.).....	3
Chapter 1	
Structural position and geologic structure of Kondyor massif.....	5
Intrusions of central type in southern part of Aldan Shield (Yemel'yanenko Ye.P.).....	5
General information on the massif (Yemel'yanenko Ye.P.).....	7
Magmatic and metasomatic complexes (Yemel'yanenko Ye.P.).....	8
Age relationships of rocks.....	16
Geologic and geochronologic data (Yemel'yanenko Ye.P.).....	16
Paleomagnetic data (Karetnikov A.S., Gurovich V.G.).....	19
Morphology of Kondyor massif from geophysical data.....	31
Petrophysical characteristics of rocks (Gurovich V.G., Karetnikov A.S.).....	31
Peculiarities of potential geophysical fields above Kondyor massif (Yemel'yanenko Ye.P.).....	39
Tectonics of the massif (Yemel'yanenko Ye.P.).....	43
Chapter 2	
Petrography of ultramafic and mafic rocks.....	53
Dunite.....	53
General characteristic (Prikhod'ko V.S.).....	53
Regulatives of olivine orientation in rocks (Zemlyanukhin V.N., Prikhod'ko V.S.).....	56
Petrostructural analysis of dunite (Zemlyanukhin V.N., Prikhod'ko V.S.).....	58
Pyroxenite.....	72
Rocks of ring intrusion (Prikhod'ko V.S.).....	72
Ore pyroxenite.....	74
Chapter 3	
Mineralogy of ultramafic and mafic rocks of the massif.....	76
Rock-forming and accessory minerals of dunite.....	76
Olivine (Prikhod'ko V.S.).....	76
Mineral inclusions in olivine (Prikhod'ko V.S.).....	78
Chrome-spinel (Prikhod'ko V.S.).....	81
Correlation of olivine and chrome-spinel compositions (Prikhod'ko V.S.).....	87
Mineralogy of platinum-group elements from dunite (Mochalov A.G.).....	92
Mineralogy of pyroxenite.....	106
Rock-forming and accessory minerals (Prikhod'ko V.S., Stepashko A.A.).....	106
Phase composition and structural varieties of magnetite (Lazarenkov V.G., Malich K.N.).....	108
Chapter 4	
Petrochemical and geochemical peculiarities of mafic and ultramafic rocks of the massif.....	115
Petrochemistry of ultramafic rocks (Stepashko A.A.).....	115

Geochemical model of dunite concealed layering (<i>Stepashko A.A.</i>).....	121
Distribution of platinum-group elements and iron-group elements in dunite.....	133
Brief characteristic (<i>Kvasov A.I.</i>).....	134
Distribution of elements (<i>Kvasov A.I.</i>).....	135
Geochemical layering of second-order dunite (<i>Prikhod'ko V.S.</i>).....	138
Petrochemical structure of pyroxenite (<i>Stepashko A.A.</i>).....	141
Platinum-bearing of magnetite clinopyroxenite.....	144
Magnetite pyroxenite (<i>Lazarenkov V.G., Malich K.N.</i>).....	145
Distribution of platinum-group elements in magnetite (<i>Lazarenkov V.G., Malich K.N.</i>).....	147
Chapter 5	
Conditions of formation and ore-bearing of Kondyor massif.....	150
Mechanism of formation of Kondyor structure (<i>Yemel'yanenko Ye.P.</i>).....	150
On shape of dunite core of the massif (<i>Prikhod'ko Ye.P.</i>).....	152
Genesis of rocks in the massif's core (<i>Prikhod'ko Ye.P.</i>).....	154
Regularities of location of ore mineralization in Kondyor massif and model of ore-formation process (<i>Yemel'yanenko Ye.P.</i>).....	157
Conclusion (<i>Prikhod'ko V.S.</i>).....	160
References.....	161

Научное издание

Гурович Венера Гареевна
Землянухин Владимир Николаевич
Емельяненко Евгений Павлович
и др.

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

Утверждено к печати
Институтом тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения РАН

Редактор издательства М.А. Яценко
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор И.Н. Жмуркина

ЛР № 020297 от 27.11.91
ИБ № 319

Сдано в набор 20.05.93
Подписано к печати 15.12.93
Формат 60×90 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,0
Усл. кр. отт. 11,3. Уч.-изд. л. 12,8
Тираж 220 экз. Тип. зак. 21

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., 90
Санкт-Петербургская типография № 1 ВО «Наука»
199034, Санкт-Петербург, В-34, 9-я линия, 12

124. Page N.G., Gruenewaldt G., Hafty J., Aruscavage P.J. Comparison of platinum, palladium and rhodium distributions in some layered intrusions with special reference to the late differentiates (Upper zone) of the Bushveld complex, south Africa // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77. N 6. P. 1405—1418.
125. Parry S.J. Abundance and distribution of palladium, platinum, iridium and gold in some oxide minerals // *Chem. Geol.* 1984. Vol. 43, N 1/2. P. 115—125.
126. Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 14. P. 5391—5406.
127. Ramdohr P. Ulvöspinel: Its significance in titaniferous iron ores // *Econ. Geol.* 1953. Vol. 48, N 8. P. 1412—1417.
128. Roeder P.L., Campbell J.H., Lamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 3. P. 325—335.
129. Rosenblum S., Carlson R.R., Nishi J.M., Overstreet W.C. Platinum-group elements in magnetic concentrates from the Goodnews Bay District, Alaska // *US Geol. Surv. Bull.* 1986. N 1660. P. 1—38.
130. Turner E.J. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites // *Trans. Roy. Soc. N.Z.* 1942. Vol. 72. P. 280—300.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (В.С. Приходько)	3
Глава 1	
Структурная позиция и геологическое строение Кондерского массива	5
Интрузии центрального типа в южной части Алданского щита (Е.П. Емельяненко) ..	5
Общие сведения о Кондерском массиве (Е.П. Емельяненко).....	7
Магматические и метасоматические породы, слагающие массив (Е.П. Емельяненко)	8
Возрастные взаимоотношения пород	16
Геологические и геохронологические данные (Е.П. Емельяненко).....	16
Палеомагнитные данные (А.С. Каретников, В.Г. Гурович).....	19
Морфология Кондерского массива по геофизическим данным.....	31
Петрофизическая характеристика пород (В.Г. Гурович, А.С. Каретников)	31
Особенности потенциальных геофизических полей над Кондерским массивом (Е.П. Емельяненко).....	39
Тектоника Кондерского массива (Е.П. Емельяненко)	43
Глава 2	
Петрография ультраосновных и основных пород массива	53
Дуниты	53
Общая характеристика (В.С. Приходько).....	53
Закономерности ориентированности оливина в горных породах (В.Н. Землянухин, В.С. Приходько).....	56
Петроструктурный анализ дунитов (В.Н. Землянухин, В.С. Приходько).....	58
Пироксениты	72
Породы кольцевой интрузии (В.С. Приходько).....	72
Рудные пироксениты.....	74
Глава 3	
Минералогия ультраосновных и основных пород массива	76
Породообразующие и акцессорные минералы дунитов	76
Оливины (В.С. Приходько).....	76
Минеральные микровключения в оливинах (В.С. Приходько)	78
Хромшпинелиды (В.С. Приходько).....	81
Корреляция составов оливинов и хромшпинелидов (В.С. Приходько).....	87
Минералогия платиноидов из дунитов (А.Г. Мочалов).....	92
Минералогия пироксенитов	106
Породообразующие и акцессорные минералы (В.С. Приходько, А.А. Степашико).....	106
Фазовый состав и структурные разновидности магнетита (В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич).....	108
Глава 4	
Петрохимические и геохимические особенности основных и ультраосновных пород массива	115
Петрохимия ультраосновных пород (А.А. Степашико).....	115
	167

Геохимическая модель скрытой расслоенности дунитов (А.А. Степашико).....	121
Распределение платиноидов и элементов группы железа в дунитах массива.....	133
Краткая характеристика (А.И. Квасов).....	134
Распределение элементов (А.И. Квасов).....	135
Геохимическая расслоенность дунитов второго порядка (В.С. Приходько).....	138
Петрохимическая структура пироксенитов (А.А. Степашико).....	141
Платиноносность магнетитовых клинопироксенитов и магнетита Кондерского массива.....	144
Магнетитовые пироксениты (В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич).....	145
Распределение элементов платиновой группы в магнетите (В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич).....	147
Глава 5	
Условия формирования и рудоносность Кондерского массива.....	150
Механизм образования Кондерской структуры (Е.П. Емельяненко).....	150
О форме дунитового ядра массива (В.С. Приходько).....	152
Генезис пород ядерной части массива (В.С. Приходько).....	154
Закономерности размещения рудной минерализации в пределах Кондерского массива и модель процесса рудообразования (Е.П. Емельяненко).....	157
Заключение (В.С. Приходько).....	160
Литература.....	161

CONTENTS

Introduction (Prikhod'ko V.S.).....	3
Chapter 1	
Structural position and geologic structure of Kondyor massif.....	5
Intrusions of central type in southern part of Aldan Shield (Yemel'yanenko Ye.P.).....	5
General information on the massif (Yemel'yanenko Ye.P.).....	7
Magmatic and metasomatic complexes (Yemel'yanenko Ye.P.).....	8
Age relationships of rocks.....	16
Geologic and geochronologic data (Yemel'yanenko Ye.P.).....	16
Paleomagnetic data (Karetnikov A.S., Gurovich V.G.).....	19
Morphology of Kondyor massif from geophysical data.....	31
Petrophysical characteristics of rocks (Gurovich V.G., Karetnikov A.S.).....	31
Peculiarities of potential geophysical fields above Kondyor massif (Yemel'yanenko Ye.P.).....	39
Tectonics of the massif (Yemel'yanenko Ye.P.).....	43
Chapter 2	
Petrography of ultramafic and mafic rocks.....	53
Dunite.....	53
General characteristic (Prikhod'ko V.S.).....	53
Regulatives of olivine orientation in rocks (Zemlyanukhin V.N., Prikhod'ko V.S.).....	56
Petrostructural analysis of dunite (Zemlyanukhin V.N., Prikhod'ko V.S.).....	58
Pyroxenite.....	72
Rocks of ring intrusion (Prikhod'ko V.S.).....	72
Ore pyroxenite.....	74
Chapter 3	
Mineralogy of ultramafic and mafic rocks of the massif.....	76
Rock-forming and accessory minerals of dunite.....	76
Olivine (Prikhod'ko V.S.).....	76
Mineral inclusions in olivine (Prikhod'ko V.S.).....	78
Chrome-spinel (Prikhod'ko V.S.).....	81
Correlation of olivine and chrome-spinel compositions (Prikhod'ko V.S.).....	87
Mineralogy of platinum-group elements from dunite (Mochalov A.G.).....	92
Mineralogy of pyroxenite.....	106
Rock-forming and accessory minerals (Prikhod'ko V.S., Stepashko A.A.).....	106
Phase composition and structural varieties of magnetite (Lazarenkov V.G., Malich K.N.).....	108
Chapter 4	
Petrochemical and geochemical peculiarities of mafic and ultramafic rocks of the massif.....	115
Petrochemistry of ultramafic rocks (Stepashko A.A.).....	115

Geochemical model of dunite concealed layering (<i>Stepashko A.A.</i>).....	121
Distribution of platinum-group elements and iron-group elements in dunite.....	133
Brief characteristic (<i>Kvasov A.I.</i>).....	134
Distribution of elements (<i>Kvasov A.I.</i>).....	135
Geochemical layering of second-order dunite (<i>Prikhod'ko V.S.</i>).....	138
Petrochemical structure of pyroxenite (<i>Stepashko A.A.</i>).....	141
Platinum-bearing of magnetite clinopyroxenite.....	144
Magnetite pyroxenite (<i>Lazarenkov V.G., Malich K.N.</i>).....	145
Distribution of platinum-group elements in magnetite (<i>Lazarenkov V.G., Malich K.N.</i>).....	147
Chapter 5	
Conditions of formation and ore-bearing of Kondyor massif.....	150
Mechanism of formation of Kondyor structure (<i>Yemel'yanenko Ye.P.</i>).....	150
On shape of dunite core of the massif (<i>Prikhod'ko Ye.P.</i>).....	152
Genesis of rocks in the massif's core (<i>Prikhod'ko Ye.P.</i>).....	154
Regularities of location of ore mineralization in Kondyor massif and model of ore-formation process (<i>Yemel'yanenko Ye.P.</i>).....	157
Conclusion (<i>Prikhod'ko V.S.</i>).....	160
References.....	161

Научное издание

Гурович Венера Гареевна
Землянухин Владимир Николаевич
Емельяненко Евгений Павлович
и др.

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

Утверждено к печати
Институтом тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения РАН

Редактор издательства М.А. Яценко
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор И.Н. Жмуркина

ЛР № 020297 от 27.11.91
ИБ № 319

Сдано в набор 20.05.93
Подписано к печати 15.12.93
Формат 60×90 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,0
Усл. кр. отт. 11,3. Уч.-изд. л. 12,8
Тираж 220 экз. Тип. зак. 21

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., 90
Санкт-Петербургская типография № 1 ВО «Наука»
199034, Санкт-Петербург, В-34, 9-я линия, 12