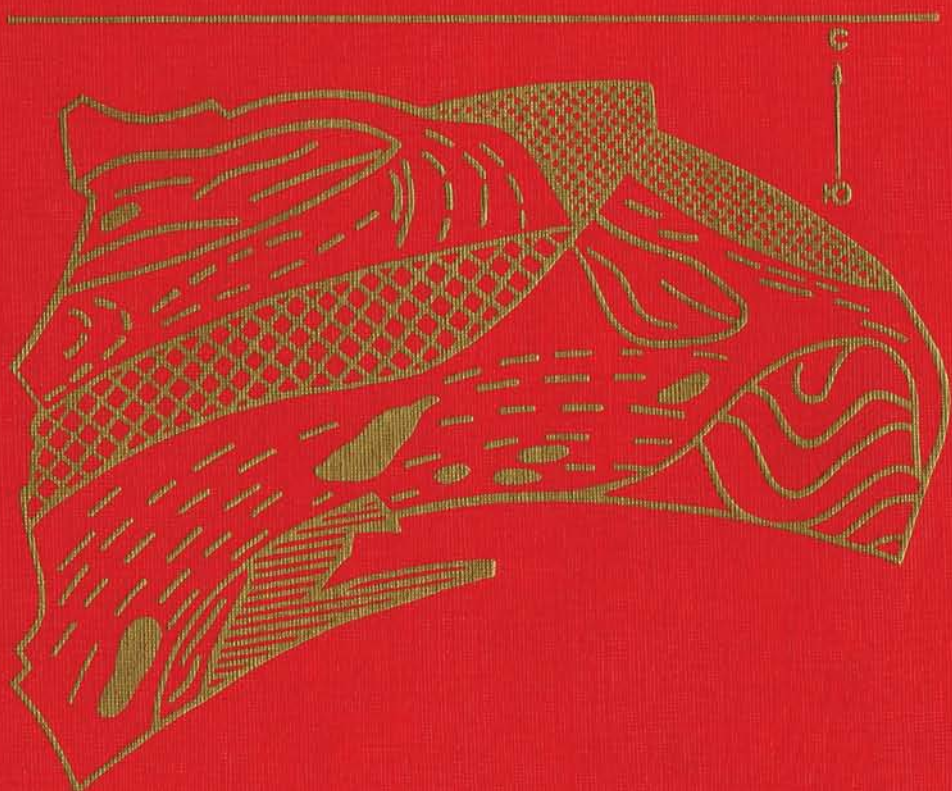


СТРОЕНИЕ,
ЭВОЛЮЦИЯ
И МИНЕРАГЕНИЯ
ГИПЕРБАЗИТОВОГО
МАССИВА
Рай-Из



АКАДЕМИЯ НАУК СССР · УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

СТРОЕНИЕ,
ЭВОЛЮЦИЯ
И МИНЕРАГЕНИЯ
ГИПЕРБАЗИТОВОГО
МАССИВА РАЙ-ИЗ

СВЕРДЛОВСК 1990

УДК 552.321+55+549(470.53)

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.

В книге дана разносторонняя характеристика крупного гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале. Приведены описание тектонического положения и формы массива, его места в эволюции региона, петрохимическая характеристика гипербазитов. По результатам детального петроструктурного изучения массива намечено пять этапов его деформации. Описана история метаморфизма пород, включающая две стадии и ряд этапов, увязанных с этапами деформации. Дано описание месторождений хромитов, охарактеризованы минералогические и химические особенности хромшпинелидов. Охарактеризованы содержащиеся в гипербазитах и хромитах сульфиды и платиноиды. Работа представляет интерес для всех специалистов, занимающихся офиолитами, а также для широкого круга геологов.

Табл. 12. Ил. 128. Библиогр. 168 назв.

Ответственные редакторы
доктора геолого-минералогических наук
В. Н. Пучков, Д. С. Штейнберг

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук
Б. А. Мальков

ВВЕДЕНИЕ

Непосредственное изучение мантии Земли геологическими методами считалось практически невозможным из-за недоступности объекта. Однако в последнее время все больше геологов приходит к выводу о том, что гипербазитовые массивы альпинотипной офиолитовой ассоциации представляют собой «мантийные тектониты» — фрагменты древней мантии, выведенные на поверхность в результате интенсивных деформаций (Пейве, 1969, 1979). Отсюда следует вывод о необходимости пересмотра сведений по геологии наиболее крупных массивов альпинотипных гипербазитов под новым углом зрения, с целью выяснения всех этапов их истории от момента возникновения первичных, ныне реликтовых минеральных ассоциаций и структур глубоко в верхней мантии до времени окончательного становления этих массивов в качестве составных частей консолидированной земной коры. Очевидно, что эти этапы должны быть скоррелированы как с основными этапами развития региона в целом, так и с этапами становления рудных обособлений в пределах массива. Главной и пока до конца не преодоленной трудностью в этом подходе остается необходимость всестороннего и комплексного изучения вопроса с привлечением специалистов различного профиля: геологов, геофизиков, геохимиков, петрологов, тектонистов. Настоящая работа — попытка развития такого комплексного направления, насколько это возможно в ограниченном объеме публикации. В основу ее положены результаты полевых исследований, проводившихся на Рай-Изе сотрудниками Института геологии и геохимии, Института геофизики УНЦ АН СССР и геологами Райизской ГПП (производственное объединение «Полярноуралгеология») с 1976 по 1982 гг. В нее включен также материал по структурно-петрологическому изучению центральной и юго-восточной частей массива, полученный в 1980 г. сотрудниками Томского государственного университета.

Глава I

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАССИВА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЕГО ОКРУЖЕНИЯ

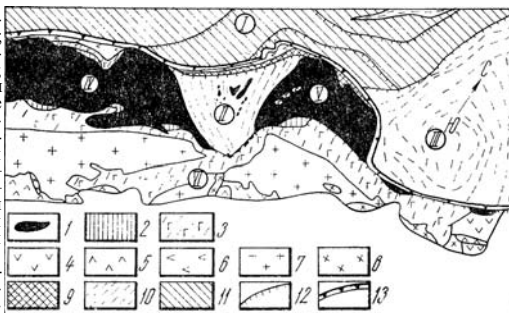
Гипербазитовый массив Рай-Из, один из крупнейших на Урале, расположен к северу от Полярного круга, в бассейне верхнего течения рек Сось и Бол. Хараматолоу. Его описанию посвящены работы А. Н. Заварицкого (1932), Г. Б. Рудника, Г. Л. Кашинцева, И. Е. Кузнецова (1971), Н. Л. Добрецова, Ю. Е. Молдаванцева и других («Петрология...», 1977). В последнее время интерес к массиву сильно возрос вследствие развертывания поисково-разведочных работ на хромиты.

Массив имеет в плане треугольно-серповидную форму и субшироотно вытянут согласно общему изгибу простираций структур Урала. К юго-юго-западу от него расположен еще более крупный Войкарский гипербазитовый массив, с которым он тесно связан; возможно, они когда-то составляли единое целое. Эта связь подчеркивается наличием цепочки мелких гипербазитовых тел, как бы соединяющей массивы (рис. 1); к тому же, все эти гипербазиты могут рассматриваться в составе единой офиолитовой ассоциации, в которую входят также габброиды, протягивающиеся непрерывной полосой вдоль восточного склона Урала в непосредственной близости от массивов Войкарского и Рай-Из, связывая их воедино.

Выходы офиолитов массива Рай-Из образуют естественную границу между областью распространения эвгеосинклинальных палеозойских толщ на юге, докембрийских и миогеосинклинальных палеозойских образований — на севере и востоке (рис. 2). Толщи, относимые к докембрию, развиты непосредственно к западу и слагают треугольный в плане Хараматолоуский блок, отделяющий массив Рай-Из от Войкарского. Докембрийские толщи, выделяемые в хараматолоускую свиту, представлены зелеными кварц-серицит-хлоритовыми, эпидот-актинолитовыми и другими сланцами (метаэффузивы), графитистыми микрокварцитами (апофтаниты?), кварцитами, гранатовыми амфиболитами и др. Метаморфизм толщи — от зеленосланцевого к амфиболитовому — нарастает в юго-восточном направлении. В то же время сложные складчатые структуры, в которые смята хараматолоуская свита, имеют субмеридиональные и северо-западные простирания, находясь в согласии с контактами гипербазитовых массивов и обнаруживая резкое азимутальное несоответствие с простираниями палеозойских структур. По своей литологии хараматолоуская свита очень близка к няровейской свите рифея; указания геологов-съемщиков на находки члеников криноидеи среди метаморфических сланцев Хараматолоуской депрессии неоднократно проверялись и признаны недостоверными (Пучков, 1979).

Рис. 1. Тектоническое положение гипербазитового массива Рай-Из.

1 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 — дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 3 — габброиды, габбро-амфиболиты; 4 — океанические вулканогенно-осадочные формации; 5 — вулканогенно-осадочные формации зоны субдукции; 6 — океанические и островодужные формации нерасчлененные; 7 — лагортинско-копцельский гранодиорит-тоналитовый комплекс; 8 — конгорский монцогабро-диоритовый комплекс; 9 — серпентинитовый меланж; 10 — докембрийские метаморфические толщи; 11 — палеозойские рифтогенные и батальные толщи Лемвинской зоны; 12 — крупнейшие надвиги и шарьяжи; 13 — Главный Уральский глубинный разлом. Важнейшие тектонические элементы: I — Лемвинская зона; II, III — блоки докембрийской континентальной коры; IV — Хараматолоуский, III — Харбейский; IV, V — гипербазитовые массивы; IV — Войкаро-Сыньинский, V — Рай-Изский; VI — Собско-Войкарская зона.



На контакте с метаморфической толщей гипербазитовый массив не обнаруживает специфических высокотемпературных контактовых воздействий (метаморфизм вмещающих толщ имеет региональный характер). В контакте развиты интенсивно тектонизированные серпентиниты; поверхность западного контакта массива обычно круто¹ падает под массив и смещена рядом поперечных разрывов. Можно предполагать, что северная часть массива подстилается докембрийскими сланцами: часть хлоритовых, амфиболовых, в том числе глаукофановых сланцев, обнажающихся на северном контакте массива Рай-Из, в частности, в бортах долины р. Сось и на р. Нырдовоменшор, может принадлежать хараматолоуской свите; полоса их развития прослеживается до соединения с основным полем развития свиты. В истоках ручья Нырдовоменшор линия выхода на дневную поверхность контакта между гипербазитами и сланцами образует эрозионный треугольник, указывая на очень пологое падение северного контакта массива к югу. Этот контакт выражен довольно широкой зоной перемятых, тектонизированных серпентинитов, в которой заключены линзы и глыбы массивных апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов.

Область развития рифейских толщ Хараматолоуского блока окаймляется с севера зоной серпентинитового меланжа, которая непрерывно прослеживается на восток, вдоль северного ограничения массива Рай-Из. Восточная часть этой зоны, известная еще А. Н. Заварицкому (1932), довольно подробно описана как меланж (Дергунов и др. 1975; Казак и др. 1976; «Петрология...» 1977); западная — трактовалась в качестве тектонической гипербазитовой брекчии (Перфильев, 1968) или эруптивной брекчии в зоне так называемого Хараматолоуского разлома (Волович, Дембовский, 1977).

Зона меланжа прослеживается от северного подножия горы Рай-Из на востоке до ручья Вонкур-Юган на западе, мощность ее обычно от первых десятков до первых сотен метров, падение на юг (под массив Рай-Из) и юго-восток (под Хараматолоуский блок). Полоса выходов меланжа существенно расширяется в районе горы Степ-Рузь, где она сопровождается ареалом серпентинитовых протрузий, прорывающих хараматолоускую свиту. Происхождение их предположительно связы-

¹ Пологое юго-восточное падение контакта под углом 30° наблюдается лишь в его северной части, на западном склоне горы Сось.

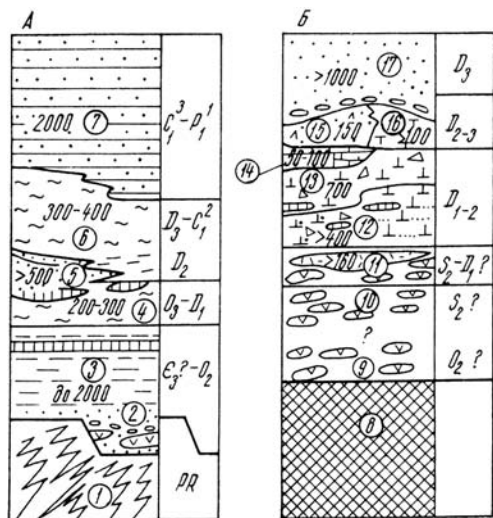


Рис. 2. Сопоставление формационных рядов палеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов западного (А) и восточного (Б) склонов средней части Полярного Урала (по В. Н. Пучкову, 1979; Р. Г. Язевой, В. В. Бочкареву, 1984, с изменениями).

Цифры в кружках: 1 — протерозойский складчатый фундамент; 2—8 — формации: 2 — рифтогенные (грабенные), 3—6 — зрелой пассивной континентальной окраины (3 — грубенско-камышлыкская терригенно-карбонатная, 4 — харотская черносланцевая, 5 — пагинская терригенно-кремнистая, 6 — колокольненская петросланцевая, 7 — остаточного флишевого трога, яйюско-кечинаяльская флишевая, 8 — меланократовый фундамент (офиолиты без эффузивного члена); 9—11 — океанические формации и комплексы: 9 — спидитовая, ханмейско-хараматолоуский, 10 — войкарский, 11 — ханмейшорский плагиоидит-дацитовый; 12—16 — комплексы зоны субдукции (островодужные и окраинно-континентальные); 12 — куртум-соимский андезитовый, 13 — тэрэнский андезитодацитовый, 14 — дзоя-варчатинский базальт-андезитовый, 15 — элькочорский базальт-андезитовый; 16 — кевоимский трахиандезит-дацитовый; 17 — варчато-мусюрская флишонная вулканомитковая формация. Цифры на рисунке — мощности формаций (комплексов), м.

вается с отжиманием серпентинитового цемента из меланжа и проникновением его вверх, в висячее крыло разлома. Среди этих гипербазитовых тел возможны, однако, и эрозионные останцы главного массива, некогда объединявшего Рай-Из и Войкарский.

Меланж — гигантская тектоническая брекчия с серпентинитовым, чрезвычайно сильно тектонизированным цементом, как бы пронизанным огромным количеством зеркал скольжения. В цементе заключены закругленные вследствие трения друг о друга и о цементирующую массу обломки и блоки пород разного состава и размера, которые можно с большей или меньшей уверенностью классифицировать по происхождению.

1. Обломки пород висячего крыла надвига, т.е. хлоритовых и амфиболовых (в том числе, возможно, глаукофановых) сланцев, кварцитов, микрокварцитов и других пород предположительно хараматолоуской свиты, слагающей Хараматолоуский блок и пластину, отделяющую массив Рай-Из от зоны меланжа. Сюда же, возможно, относятся глыбы нефритов, первично располагавшихся в виде дайкообразных тел среди зеленых сланцев и имеющих метасоматическое происхождение.

2. Фрагменты офиолитов, которые составляют подавляющую часть всех обломков. Меланж представляет собой размолотый офиолит с небольшой примесью вмещающих пород. Можно выделить две подгруппы: а) сравнительно слабо измененные породы, являющиеся обычными членами офиолитовой ассоциации, — серпентинизированные гарцбургиты и дуниты (иногда с хромитами), клинопироксениты, габброиды, диабазы, а также вулканогенные и кремнистые породы — базальтовые порфиристы, туфы, кремни, углисто-кремнистые сланцы и яшмоиды²;

² Отметим, что на продолжении зоны меланжа к югу и в области затухания этой зоны (реки Яй-Ю, Вонкур-Юган, Харота) появляется полоса развития аналогичных вулканогенно-кремнистых пород палеозойского возраста, отнесенных к так называемому лагортинскому комплексу (Пучков, 1979); возможно, обломки именно этих пород присутствуют в меланже.

б) сильно измененные породы, вероятно принадлежавшие офиолитовой ассоциации — жадеититы, оливин-пироп-пироксеновые породы, глаукофановые сланцы, а также родингиты, развивающиеся преимущественно по диабазам и габброидам. Родингиты особенно хорошо развиты на ручье Голубом, непосредственно к югу от горы Шлем, где между обломками основных пород и окружающими их серпентинитами наблюдаются переходные зонки с постепенной потерей первичной структуры пород и с характерной биметасоматической зональностью, присущей процессу родингитизации.

3. Блоки пород лежащего крыла разлома. Это наименее распространенная группа. Мы можем указать только одно место (верховье ручья Хребет-Шор), где в меланж захвачен крупный блок неметаморфизованных осадочных пород предположительно каменноугольного возраста.

Следует еще раз подчеркнуть, что палеозойские офиолиты меланжа и Рай-Иза не составляют единого целого и разделены Хараматолоуским блоком докембрия (?). На всем протяжении лежащее крыло Хараматолоуского разлома сложено породами так называемой Лемвинской структурно-фациальной зоны, имеющими возраст, датированный органическими остатками, от раннего ордовика до среднего карбона. Нижне- и среднеордовикские отложения этой зоны представлены в низах мелководными песчаниками и конгломератами, с вулканитами контрастных серий; выше залегает мощная (1000 м) флишеидная толща переслаивания алевролитов и аргиллитов, в верхах которой появляются известняки. Силур — нижний девон сложен маломощными (до 300 м) конденсированными отложениями и представлен переслаивающимися черными углисто-кремнистыми сланцами, фтанитами, глинистыми сланцами и известняками; средний девон — кварцевыми, реже субаркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, с прослоями глинисто-кремнистых сланцев в верхах, общей мощностью до 800 м; верхний девон и низы карбона — относительно маломощной (до 300—500 м) толщей пестрых по окраске глинистых, кремнистых сланцев и черных известняков. Разрез завершается мощной (свыше 1500 м) толщей терригенно-грауваккового флиша каменноугольно-раннепермского возраста. Анализ этого разреза, существенно уточненного в результате детальных стратиграфических исследований, позволил прийти к выводу (Пучков, 1979) о том, что в раннем ордовике Лемвинская область пережила эпоху рифтогенеза, а в течение большей части палеозоя, с позднего ордовика до раннего карбона включительно, представляла собой область спокойного, относительно глубоководного гемипелагического осадконакопления на континентальном склоне и подножье пассивной окраины континента, обращенной в сторону Уральской палеоокеанической области, где к этому времени сформировалась офиолитовая ассоциация. Только в конце раннего карбона (а на большей части территории Лемвинской зоны — в среднем карбоне) накопление тонко-обломочных маломощных глинистых осадков и радиоларитов, свидетельствующее о спокойной тектонической обстановке, сменилось образованием мощного грауваккового флиша, что было связано с развитием крупных поднятий внутри геосинклинали и с приближением этих поднятий к ее краю. В граувакках карбона и нижней перми в качестве аксессуарного минерала в заметных количествах присутствует хромшпинелид, что прямо указывает на размыв гипербазитов, а косвенно — на начало надвигания офиолитов на палеоконтинентальную структуру Урала.

В процессе надвигания мощная пластина офиолитов подминала под себя пластичные палеозойские толщи, частично отслаивая их от фундамента и перемещая перед собой, в результате чего возникли сорванные тектонические покровы, наблюдаемые на Средней Лемве, Бол. Ельце и каньоне р. Бол. Хойлы, зоны тонкочешуйчатого строения, как например, на ручье Няньворгавож и в других местах, а также тектонические брекчии (меланж) — на р. Бол. Надота; иными словами, имел место своеобразный «эффект бульдозера» («Путеводитель...», 1978; Пучков, 1979). В непосредственной близости от массива Рай-Из тектонические покровы не выявляются, однако палеозойские толщи особенно сжаты, сильнее, чем обычно, метаморфизованы и образуют серию чешуйчатых надвигов.

Совершенно иное южное обрамление Рай-Иза. Практически на всем протяжении южного контакта этот массив граничит с полосой габброидов, уходящей далее на юг, в непосредственное соприкосновение с Войкарским массивом, и образующей, как и последний, неотъемлемую часть Войкаро-Сыннинской офиолитовой ассоциации («Путеводитель...», 1978). Габброиды представлены преимущественно деформированными, гнейсовидными разностями и настоящими бластомилонитами, образующими протяженные зоны, круто падающие к югу; минеральные ассоциации в них соответствуют главным образом эпидот-амфиболитовой фации; лишь местами, например, в долине р. Хараматолоу, сохраняются реликтовые пятна двупироксеновых массивных габброидов («габбро-норитов»). В полосе габброидов отмечаются также отдельные линзовидные тела верлитов и клинопироксенитов. Первичные взаимоотношения полосы габброидов и массива гипербазитов на большей части южного контакта явно тектонически нарушены: реакционный дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс, который образует видимость естественного перехода между габброидами и дунит-гарцбургитовой ассоциацией, сохранился в более или менее полном виде лишь на междуречье Макар-Рузь и Енга-Ю. В западном направлении этот комплекс постепенно выклинивается по простиранию с переходом в дунит-гарцбургитовую ассоциацию; на востоке он резко обрывается разломом и не прослеживается с правого берега р. Енга-Ю на левый. Достаточно очевидно, что не только северный и западный, но и южный контакт гипербазитов тектонические, хотя южный, вероятно, наименее сорван.

Описанная полоса габброидов окаймляет с севера и северо-запада Собско-Войкарскую зону развития палеозойских вулканоплутонических ассоциаций. К югу от Рай-Иза, вследствие плохой обнаженности, наблюдаются преимущественно лишь их интрузивные члены (собский и конгорский комплексы, по Ю. Е. Молдаванцеву). Однако, поскольку Собско-Войкарская зона так же непрерывна, как и полоса габброидов, при ее характеристике допустимо привлечь весь материал, как по северным районам, близким к массиву Рай-Из, так и по более южным.

В целом последовательность формирования палеозойских эффузивных и комагматичных им интрузивных пород Собско-Войкарской зоны выяснена, хотя обоснования отдельных возрастных границ пока недостаточны (Дедеев, 1959; Молдаванцев, 1960; Лупанова, Маркин, 1964; Соболев, 1965; Язева, Бочкарев, 1982, 1984; Бочкарев, 1983).

В основании разреза вулканогенно-осадочных толщ этой зоны лежит спилит-диабазовая формация, представленная на р. Бол. Хараматолоу частично рассланцованными, зеленокаменноизмененными спили-

тами, углисто-кремнистыми сланцами, филлитами и содержащая, по Н. П. Лупановой и В. В. Маркину (1964), плохо сохранившуюся ордовикскую фауну (впоследствии эти находки так и не были повторены). Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев (1984) описывают хорошо развитую спилитовую толщу в бассейне р. Войкар, предположительно позднесилурийского возраста, где она представлена подушечными лавами и гиадокластитами, почти без осадочных пород. Спилиты – комагматы диабазов, которые образуют комплекс параллельных даек, прорывающих гипербазиты и габброиды Войкарской офиолитовой ассоциации и входящих в эту ассоциацию. Комплекс параллельных даек, в свою очередь, прорван отдельными телами кварцевых альбитофиров («Путеводитель...», 1978). Возраст спилитов и их комагматов оценивается как ордовикско-силурийский: они сильно дислоцированы, зеленокаменно изменены, рассланцованы и образуют нижний структурный этаж.

На них резко несогласно залегают менее дислоцированные и измененные породы верхнего структурного этажа, входящие в состав двух среднепалеозойских вулканоплутонических андезитоидных ассоциаций: андезит-гранодиоритовой и андезито-базальт-диоритовой (Язева, Бочкарев, 1982; Бочкарев, 1983). Первая включает эффузивы ханмейшорского (S_2-D_1) комплекса плагиолипаритовых и дацитовых экструзий, туфов и тефроидов юртымсоимского комплекса (D_1) роговообмайково-пироксеновых андезитовых агглютинатов и тефроидов, с цепочками разрушенных тел рифогенных известняков и вулканомиктовыми флишпоидными накоплениями, сравнительно глубоководными, с косою слоистостью и оползневыми складками, тэренского комплекса (D_{1-2}) роговообманковых андезитовых, дацитовых и плагиолипарит-дацитовых экструзивных куполов, агглютинатов и пепловых туфов. Последний комплекс перекрывается известняками эйфельского возраста. С указанными эффузивными комплексами ассоциируют гранитоиды лагортинско-кокпельского (собского, по Ю. Е. МолдавANCEVУ) гранодиоритоналитового комплекса (D_{1-2}), слагающие гигантский батолит, длиной более 100 км при ширине 10–12 км. Мощность гранитоидов, по геофизическим данным, невелика, 2–6 км, и плавно увеличивается к востоку. Абсолютный возраст тоналитов по плагиоклазу и биотиту (изохронная Rb – Sr датировка) 400 ± 10 млн лет (Буякайте и др., 1983). Более поздняя андезито-базальт-диоритовая ассоциация представлена эффузивами элькошорского (D_{2-3}) и кевсоимского (D_{2-3}) комплексов, развитых к юго-западу и северо-востоку от Рай-Иза, а также интрузиями конгорского комплекса, названного по Конгорскому ущелью (долина р. Макар-Рузь), пересекающему массив Рай-Из. Элькошорский комплекс включает пироксеновые, андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые агглютинаты, бомбовые туфы и шлаки, несогласно перекрывающие эффузивы юртым-соимского и тэренского комплексов. Субвулканические дайки андезито-базальтов и базальтов прорывают известняки с эйфельской фауной. Кевсоимский комплекс трахиандезитовых и трахидацитовых кластолав, черных гиадокластитов и слоистых тефроидов в бассейне р. Мал. Ханмей залегает выше эйфельских известняков, а на правом берегу р. Кевсоим несогласно перекрывает туффиты с конодонтами верхов D_1 .

Комагматичный этим эффузивам конгорский монцогаббро-диоритовый комплекс (D_3-C_1) представлен многочисленными мелкими массивами и дайками диоритов, габбро нормальной и повышенной щелочности.

Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев (1982) указывают, что обе ассоциации в своих петрохимических и геохимических характеристиках несут черты, свойственные островодужным сериям, как толеитовым, так и известково-щелочным. Эти характеристики позволяют им также говорить о довольно большой мощности (свыше 20 км) и существенно базитовом составе коры, на которой начиналось образование указанных вулканоплутонических комплексов. Возникновение этих комплексов можно достаточно уверенно связывать с тектонической перестройкой и заложением здесь в позднем силуре зоны субдукции; последняя просуществовала до позднего девона. Не исключено, что первоначально ($S_2 - D_2$) условия формирования комплекса отвечали островной дуге, которая лишь позже (D_{2-3}) переросла в окраинно-континентальный пояс.

Характеризуя зональность магматических продуктов описанного вулканоплутонического пояса, В. В. Бочкарев (1983) указывает на то, что с запада на восток в этом поясе возрастает щелочность, а также содержания Rb, Sr, Ba, РЗЭ, из чего делается вывод: океанической стороной палеоструктуры была западная, а континентальной – восточная. Это соответствует восточному наклону зоны субдукции.

Развитие пояса закончилось образованием варчатых-мусюрского комплекса ($D_3 - C_1$) флишеидного переслаивания вулканомиктовых гравелитов, песчаников, аргиллитов; в базальных горизонтах комплекса содержатся обломки эйфельских известняков, гранодиорит-порфиоров, пироксенитов, спилитов, габбро-амфиболитов, что указывает на глубокий размыв не только пород вулканоплутонической ассоциации, но и верхов подстилающих их офиолитов. На западном склоне Урала эти поднятия стали ощущаться лишь с конца раннего карбона.

Подытоживая рассмотрение тектонической позиции массива Рай-Из, отметим, что территорию Полярного Урала можно разделить на два сектора: палеоокеанический, вмещающий рассматриваемый массив, и палеоконтинентальный, причем зона серпентинитового меланжа отсекает от последнего из секторов микроконтинентальный Хараматолоуский блок. В палеозойской истории развития региона можно наметить следующие важнейшие рубежи: 1) ордовик – заложение эпиконтинентального рифта, перерастающего в силуре в срединно-океанический хребет; 2) поздний силур – заложение островной дуги над зоной субдукции; 3) средний девон³ – отмирание островной дуги; 4) ранний карбон – перемещение интенсивных поднятий в океаническом секторе к краю палеоконтинентального с выведением гипербазитовых массивов в размыв; 5) конец карбона – пермь – надвигание офиолитовых комплексов, включающих гипербазиты, на краевые континентальные блоки (коллизия континентального и субконтинентального блоков); выведение офиолитов в их современное тектоническое положение.

Все эти эпохи, запечатлевшиеся в коровых ассоциациях и формациях региона, не могли не оставить отпечатка в структурах и вещественном составе гипербазитов, являвшихся на первом-втором этапах составной частью мантии региона, а на четвертом-пятом этапах включенных в его земную кору. В этой связи одной из важнейших задач изучения гипербазитовых массивов остается корреляция последовательно проходивших процессов в мантии и затем в коре с общей стадийностью развития региона.

³ Возможно, верхний девон, если учесть недостаточное стратиграфическое обоснование этого рубежа.

Глава II

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД И МОРФОЛОГИЯ МАССИВА, ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИКИ

Контакты массива тектонические. Со всех сторон он окружен разломами. Если экстраполировать поверхности этих разломов, они должны отсекают клиновидный блок, утолщающийся к югу. Такой вывод требует проверки геофизическими методами, с детализацией и уточнением результатов уже проделанных работ (Молдаванцев и др., 1977). Для изучения формы массива были использованы материалы площадных геофизических съемок, а также пройден интерпретационный профиль, на котором выполнены гравиметровые и магнитные измерения с переменным шагом 100–200 м.

В гравитационном поле над зоной сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов в пределах Полярного Урала фиксируется интенсивная гравитационная ступень, ось которой в районе массива Рай-Из разворачивается в субширотном направлении. Интенсивность этой аномалии сильно меняется с юга на север вдоль Войкаро-Сыньинского пояса. Максимумы поля силы тяжести расположены над западной частью палеоокеанического сектора.

Причины, обусловившие интенсивную гравитационную ступень, неясны. Некоторые исследователи (Молдаванцев, 1977; Берлянд, 1981) предполагают, что под маломощными гипербазитовыми массивами Полярного Урала существует выступ «базальтового слоя», с которым и связана рассматриваемая аномалия силы тяжести. Такая точка зрения не подтверждается материалами последующего изучения глубинного строения Урала, в частности, Полярного. Вероятно, какая-то часть этой аномалии действительно связана с подъемом «базальтового слоя», что установлено при ГСЗ на Среднем и Южном Урале. Однако большая часть аномалии обусловлена массивами плотных пород, расположенных в самых верхних частях земной коры. На это указывают и большие градиенты поля тяготения, которые могут быть связаны лишь с близповерхностными аномалиеобразующими объектами.

На Полярном Урале имеется один широтный профиль ГСЗ – Воркута – Норильск (Егоркин и др., 1980). Этот профиль пересек Косью-Роговую впадину, Лемвинскую ступень, Харбейский антиклинорий, северную часть Щучинского синклинория и север Западно-Сибирской плиты. Была прослежена граница, отождествляемая с разделом Моховичича (М). Глубина до границы М на Урале меняется от 36 до 46 км, причем максимальная установлена в пределах Лемвинской ступени и Харбейского антиклинория. Минимальная глубина подошвы земной коры – в районе Обской губы.

При переходе от Харбейского антиклинория к Щучьинскому синклинию выделяется Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР), который делит земную кору на два блока с разными характеристиками сейсмического разреза. В Харбейском антиклинории отмечаются резкое сокращение регулярных сейсмических границ, увеличение мощности земной коры, граница «базальтового» слоя не устанавливается. В Щучьинском синклинии в самых верхних частях существенно возрастает число регулярных сейсмических границ, на глубине 24–27 км уверенно выделяется граница Конрада, а мощность земной коры уменьшается к востоку до 36 км.

Профиль ГСЗ пересек северную часть массива Сьум-Кей; характер, а главное, интенсивность гравитационных аномалий там и в районе массива Рай-Из мало отличаются. Поэтому модель, предполагающая под массивом Рай-Из выступ «базальтового» слоя, противоречит сейсмическим и гравиметрическим данным. Выступ «базальтового» слоя создал бы в районе массива колоссальную аномалию, которой нет.

Иная геофизическая модель строения массива Рай-Из была предложена по интерпретации гравитационных и магнитных материалов по профилю вдоль рек Собь и Макара-Рузь (Нечеухин и др., 1979). Она основана на предположении, что массив Рай-Из представляет собой жесткую пластину, надвинутую на палеоконтинентальные образования Полярноуральского антиклинория. Пластина гипербазитов, вероятно, выталкивалась мощной плитой габброидов, которые в южной части частично надвигались на массив, а частично внедрялись под его основание. В процессе движения, становления и последующей жизни гипербазитовый массив раскалывался на блоки различной величины.

Прежде чем рассматривать результаты интерпретации геофизических материалов, дадим описание физических свойств пород, слагающих и вмещающих массив. Гипербазитовый массив Рай-Из в основном слагают две разновидности ультраосновных пород: гарцбургиты и дуниты, которые между собой находятся в сложнейших соотношениях. Физические свойства пород массива определяются преобразованием гипербазитов на ранней стадии развития и последующими метаморфическими изменениями.

Гарцбургиты. Все разновидности гарцбургитов в той или иной степени серпентинизированы. Неизменные разности на поверхности встречаются редко и имеют плотность 3,2–3,26 г/см³, практически немагнитны (магнитная восприимчивость менее $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM). Основная масса гарцбургитов, отобранных с поверхности или из неглубоких скважин, имеет среднюю величину плотности $2,88 \pm 0,11$ г/см³ (табл. 1). Магнитная восприимчивость этих пород не превышает $200 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Серпентинизированные разности гарцбургитов имеют среднюю плотность $2,70 \pm 0,13$ г/см³; магнитная восприимчивость их около $1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

В отдельную группу выделяют гарцбургиты с хроммагнетитом, содержание которого меняется от 1–2 до 9–10 %, магнитная восприимчивость – от 500 до $5000 \cdot 10^{-6}$ CGSM и более; средняя плотность 3,0 г/см³.

Удельное электрическое сопротивление серпентинизированных гарцбургитов от 7 до 11 тыс. Ом·м, а скорость прохождения упругих волн – от 4 до 4,5 км/с.

Дуниты. Мономинеральная оливиновая порода, содержащая от 0,5 до 2 % хромшпинелидов. Неизменные дуниты на поверхности мас-

Таблица 1

Плотность пород, слагающих и вмещающих массив Рай-Из

№ п. п.	Породы	Возраст	Колич. определений	Плотность, г/см ³
Породы, слагающие массив				
1	Гарцбургиты нерасчлененные	O ₃ —S ₁	1100	2,88±0,14
2	Дуниты нерасчлененные	O ₃ —S ₁	2048	2,89±0,13
3	Войкариты	O ₃ —S ₁	36	2,94±0,05
4	Серпентиниты	O ₃ —S ₁	158	2,58±0,03
5	Пироксениты (южный контакт)	O ₃ —S ₁	46	3,15±0,03
6	Пироксениты	O ₃ —S ₁	23	2,89±0,13
Вмещающие породы				
7	Габбро	O ₃ —S ₁	96	2,87±0,12
8	Амфиболиты	O ₃ —S ₁	97	2,88±0,08
9	Порфириты, порфиритоиды и их туфы	S—D ₁	98	2,88±0,03
10	Диориты	D ₂₋₃	39	2,78±0,05
11	Кварциты, гнейсы метаморфические, сланцы няровейской свиты	PR ₃ ng	312	2,68±0,13
12	Песчаники, сланцы, известняки яйюской свиты	C ₁₋₂	40	2,69±0,08
13	Сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевого состава ханмейхойской свиты	PR ₃ hn	28	2,71±0,07
14	Гнейсы ханмейхойской свиты	PR ₃ hn	41	2,62±0,05
15	Гранатовые сланцы ханмейхойской свиты	PR ₃ hn	18	2,90±0,03
16	Альбит-амфиболовые сланцы ханмейхойской свиты	PR ₃ hn	13	2,73±0,03
17	Амфиболиты ханмейхойской свиты	PR ₃ hn	18	2,95±0,07

сива встречаются очень редко. Плотность их около 3,2 г/см³, а магнитная восприимчивость не более $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Однако среди этих дунитов выделяется особая группа пород с хроммагнетитом (от 1 до 3 %), обладающих повышенной магнитной восприимчивостью от 400 до $1400 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

Средняя плотность образцов дунитов, отобранных на поверхности или из керна неглубоких скважин, $2,89 \pm 0,13$ г/см³, а магнитная восприимчивость не более $200 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

Серпентинизированные дуниты имеют среднюю плотность $2,7 \pm 0,11$ г/см³, а магнитную восприимчивость — от 0 до $2500 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Подобные колебания магнитной восприимчивости связаны с неравномерным выделением магнетита при серпентинизации. Удельное электрическое сопротивление серпентинизированных дунитов меняется от 8 до 16 тыс. Ом·м, а скорость упругих волн — от 4,1 до 5,0 км/с.

Пироксениты. В пределах массива развиты незначительно. Сравнительно большое поле пироксенитов выделяется в южной части массива в междуречье Макара-Рузь — Енга-Ю. По физическим параметрам эти породы можно разделить на два типа. Породы первого типа, вероятно, малоизмененные, имеют сравнительно высокую плотность $3,15 \pm 0,03$ г/см³ (см. табл. 1) и магнитную восприимчивость до $5000 \cdot 10^{-6}$

CGSM. Второй тип пироксенитов – серпентинизированные породы со средней плотностью $2,89 \pm 0,13$ г/см³, практически немагнитны.

Таким образом, средняя плотность всех ультраосновных пород очень близка, как у малоизмененных разностей, так и у метаморфизованных. При изучении гравитационного и магнитного полей в пределах массива обращают на себя внимание узкие и длинные зоны, где поле тяготения сравнительно понижено, а магнитное – повышено. Эти аномалии фиксируют пояса зонального метаморфизма, в которых развиты амфиболиты, вторичные гарцбургиты, серпентиниты. Собственно серпентиниты на массиве встречаются редко. Кроме отмеченных поясов, ими сложены отдельные краевые части массива и небольшие блоки. Средняя плотность серпентинитов $2,58 \pm 0,03$ г/см³, магнитная восприимчивость – от $200 \cdot 10^{-6}$ до $4000 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

Совместное рассмотрение магнитной восприимчивости и плотности пород в некоторых случаях позволяет давать заключение о характере метаморфизма. Опыт изучения этих параметров для пород других массивов Урала показывает, что относительно малоплотные и сильномагнитные серпентиниты развиваются в зонах, проницаемых для растворов, где было повышенное парциальное давление кислорода. Слабомагнитные серпентиниты развиты в пределах участков, где протекали лишь автометаморфические процессы.

Подобное характерно и для массива Рай-Из, но следует помнить, что в зонах прогрессивного метаморфизма плотность пород может увеличиваться, а магнитная восприимчивость снижаться. Типичные породы этого типа – войкариты (средняя плотность $2,94 \pm 0,05$ г/см³, магнитная восприимчивость – до $1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM). Если метаморфические изменения зашли далеко, то магнитная восприимчивость этих пород может уменьшаться до $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

В южной части массива Рай-Из изучено изменение плотности с глубиной. Поинтервально обобщены материалы измерений плотности в 17 скважинах до глубины 325 м. Плотность с глубиной нарастает линейно, быстрое увеличение ее наблюдается до глубины 60 м (рис. 3). Вероятно, она будет возрастать до глубины 350–400 м, где достигнет $3,2–3,3$ г/см³ (слабоизмененные гипербазиты). Дисперсия плотности с глубиной уменьшается, что указывает на замедление действия метаморфических процессов. Следует отметить, что все 17 скважин пройдены вне зон тектонических нарушений.

Хромиты. Результаты измерений показывают, что руды по плотности заметно отличаются от вмещающих гипербазитов. Валовое определение плотности хромитов одного из месторождений массива Рай-Из позволило построить многомодальную вариационную кривую плотности (рис. 4).

Магнитная восприимчивость хромитовых руд непостоянна, но редко превышает $400 \cdot 10^{-6}$ CGSM, в среднем $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Хромитовые руды и околорудные дуниты отличаются от вмещающих пород высокой остаточной намагниченностью ($2000 \cdot 10^{-6}$ CGSM). Минералогические анализы хромитов, выполненные на кафедре минералогии Московского государственного университета, показали, что носителем остаточной намагниченности являются редкие мелкие зерна магнетита, диаметр которых от 10 до 100 мкм.

Породы, вмещающие массив Рай-Из. Результаты измерений плотности их приведены в табл. 1. С запада, севера и востока массив окружают породы, средняя плотность которых колеблется от $2,62 \pm 0,05$ до

Рис. 3. Изменение плотности пород (δ) и дисперсий ($D\delta$) с глубиной.

$2,95 \pm 0,07$ г/см³. С юга к массиву примыкают габброиды (средняя плотность $2,87 \pm 0,12$ г/см³). Осадочные и метаморфические породы, вмещающие массив, практически немагнитны. Немагнитна и основная масса габброидов, но около 10 % этих пород имеют высокую магнитную восприимчивость (до $8000 \cdot 10^{-6}$ CGSM).

Для расчетов формы массива принимались следующие значения плотности пород. К северу от гипербазитов развиты осадочные породы яйюской свиты и кварциты, гнейсы, метаморфические сланцы — няровейской. Плотность их около $2,70$ г/см³. К северо-западной и северо-восточной частям массива примыкают метаморфические комплексы с плотностью $2,9$ г/см³. Плотность неизмененных гипербазитов принималась $3,2$ г/см³ по двум причинам. Во-первых, на многих гипербазитовых массивах характерно возрастание плотности с глубиной, что, по-видимому, связано с затуханием регрессивного метаморфизма в этом направлении. Мы указывали, что плотность $3,2$ г/см³ достигается на массиве Рай-Из на глубине $325-400$ м (см. рис. 3). Во-вторых, массив рассечен разрывными нарушениями, в зонах которых расположены серпентиниты, но в неизмененных блоках даже на поверхности гипербазиты имеют плотность $3,2$ г/см³ и даже более. Плотность метаморфизованных гипербазитов принята $2,9$ г/см³, что соответствует измерениям по образцам.

Гипербазитовый массив расположен в сложном тектоническом узле сочленения Полярно-Уральского мегантиклинория (палеоконтинентальный сектор) и Войкарского синклинория Тагило-Магнитогорского погружения (палеоокеанический сектор).

С юга и юго-востока к массиву примыкают эвгеосинклинальные образования палеозоя Войкарского синклинория, представленные породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, габброидами и амфиболитами. Габброиды на контакте — уралитовые амфиболиты, обладающие низкой магнитной восприимчивостью. Вблизи контакта они превращены в мелкозернистые сланцевые бластомилониты; с удалением от контакта в амфиболитах размер зерен увеличивается. Непосредственно в зоне контакта расположены дайки диабазов и жилы альбититов. Со стороны гипербазитов вдоль границы расположена полоса серпентинитов, выделяемая в магнитном поле цепочкой положительных узких линейно вытянутых аномалий. Все сказанное однозначно указы-

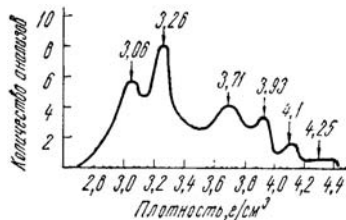
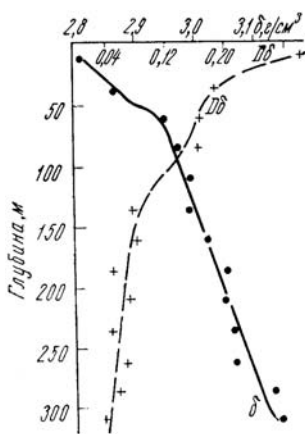


Рис. 4. Вариационная кривая плотности хромитовых руд (валовой сбор; по Б. В. Перевозчикову).

вает на тектонический характер контакта. Падение южного и юго-восточного контактов, по геологическим и магнитометрическим данным, крутое южное ($75-90^\circ$).

На севере массива гипербазиты контактируют с палеозойской толщей яйюской свиты. Осадочные породы слабо метаморфизованы и даже непосредственно на контакте с гипербазитами лишь слабо хлоритизированы. Они смяты в крутые изоклиналильные складки восток-северо-восточного простирания (Пучков, 1979; Дергунов и др., 1975). Преобладающее направление падения слоистости юго-восточное, под углом $40-60^\circ$. По мере приближения к массиву степень расланцевания увеличивается. Непосредственно в контакте с осадочной толщей почти непрерывно прослеживается зона, сложенная полимиктовым серпентинитовым меланжем. Южнее расположена пластина амфиболитовых сланцев, а далее идут расланцованные, местами раздробленные серпентиниты, которые постепенно сменяются сначала массивными серпентинитами, а затем серпентинизированными гипербазитами.

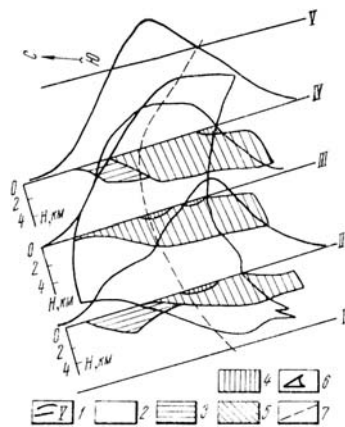
Северный контакт массива расположен в области перехода от спокойного и малоинтенсивного к высокоградиентному и интенсивному гравитационному полю. Западная часть этого контакта находится в отрицательном поле за пределами крупного гравитационного максимума, а восточная — в зоне резкого градиента силы тяжести. Подобный характер гравитационного поля обусловлен широкой зоной серпентинитов и небольшой мощностью массива в северо-западной части. В восточной части северного контакта массив надвинут на плотные породы ханмейхойской свиты, его мощность увеличивается, здесь развита мощная зона меланжа (ширина полосы выходов до 3 км).

Данные магнитометрии позволяют уверенно трассировать всю северную границу, вдоль которой фиксируется интенсивная линейно вытянутая магнитная аномалия. Характер магнитного поля указывает на сложное строение зоны меланжа. Над линзами, полосами серпентинитов наблюдаются локальные интенсивные магнитные аномалии, а над телами вулканогенных пород — малоинтенсивные значения поля.

Тектонический характер восточного и западного контактов массива Рай-Из впервые отмечен еще А. Н. Заварицким. Восточный контакт скрыт аллювиальными отложениями р. Собь. На его тектоническую природу указывают крутые уступы в рельефе, разделяющие гипербазиты и вмещающие метаморфические сланцы. Последние круто падают под массив на запад (Дергунов и др., 1975). В гравитационном поле восточный контакт выражается резкой сменой направления изоаномал. По характеру магнитного поля этот контакт близок к вертикальному.

На западе гипербазитовый массив ограничивается субмеридиональным разломом, который, по результатам дешифрирования космоснимка, проходит параллельно Конгорскому ущелью и прослеживается далеко на юг за пределами массива. Его строение осложнено поперечными разрывными нарушениями с амплитудой от первых сотен метров до 1 км. Ширина полосы серпентинизированных гипербазитов вблизи разлома не превышает 20–30 м. Фиксируется относительно слабая тектоническая переработка как гипербазитов, так и вмещающих метаморфических горных пород (Дергунов и др., 1975). Западный контакт отчетливо устанавливается по положительным магнитным аномалиям интенсивностью до 3000 гамм и по резкой смене хода изоаномал. По геологическим измерениям и магнитометрическим данным, разлом вертикален или круто погружается на восток.

Рис. 5. Схема глубинного строения массива Рай-Из. 1 — кривые остаточного поля силы тяжести; 2 — вмещающие породы с плотностью 2,7 г/см³; 3 — то же, с плотностью 2,9 г/см³; 4 — слабозмененные гипербазиты и амфиболиты (2,9 г/см³); 5 — неизмененные гипербазиты (3,2 г/см³); 6 — контуры массива; 7 — линия максимальных градиентов региональной гравитационной ступени. I—V — профили.



Таким образом, все контакты массива тектонические. Если экстраполировать на глубину поверхности ограничивающих массив разломов, то они должны отсекают клиновидный в разрезе блок, утолщающийся к югу.

При интерпретации гравитационного поля над массивом Рай-Из приходится сталкиваться с трудной задачей разделения аномалий от трех крупных объектов: интенсивной гравитационной ступени, аномалий от гипербазитового и габброидного массивов. Для нашего случая задача облегчается тем, что можно оценить характер гравитационной ступени, так как с запада и востока от массива гипербазитов практически нет.

Для изучения формы массива были использованы материалы площадных геофизических съемок, по которым построены значения поля тяготения на пяти профилях. Все профили имеют северо-западное простирание: профиль I пересекает Хараматолоуский блок, II, III, IV — массив Рай-Из, V — Собскую структуру (рис. 5).

Характер поля по профилям вне массива близок, а некоторые расхождения на южных концах профилей обусловлены габбровым массивом. Поэтому, приняв, что поле между соответствующими точками профилей меняется линейно, для исключения влияния гравитационной ступени между профилями провели условную поверхность, от которой графически отсчитывалось остаточное поле. После этого выявили некоторые расхождения поля на южных концах профилей, пересекающих массив. Это расхождение обусловлено влиянием верхней части габбрового массива. Для исключения такого влияния нормальное поле всех профилей приведено к единой уровневой поверхности.

Полученные кривые остаточного поля силы тяжести объясняются влиянием гипербазитового массива. Мы признаем некоторую спорность предложенного способа исключения регионального фона. Для оценки правильности расчетов сделана попытка оценить мощность западной части массива методом автоматизированного подбора. Полученная мощность очень близка к мощности массива, рассчитанной на II профиле. Однако машинный подбор дает лишь самые общие представления о форме объекта, в чем уступает палеточному способу.

После исключения регионального фона над массивом наблюдается интенсивная остаточная аномалия, напряженность поля при этом возрастает с запада на восток (см. рис. 5).

Профиль II расположен в западной части массива Рай-Из. По расчетам, вертикальные размеры массива увеличиваются в южном направлении, достигая 3,8 км. В интервале 4 км от северной границы массива его мощность не более 0,5 км. С севера массив подстилается плотными породами докембрия — нижнего палеозоя, мощность которых, по расчетам, превышает 3 км. По форме в разрезе по профилю II мас-

сив Рай-Из представляет собой сжатый в северной части параллелограм.

Профиль III пересекает центральную часть массива. Как и на профиле II, примерно треть видимой ширины массива с севера мало мощна. В центральной части вертикальные размеры массива увеличиваются, достигая 4,5 км в южной части. На севере массив залегает на породах няровейской свиты, а контактирует с образованиями яйюской.

Профиль IV пересекает восточную часть массива. По расчетам, мощность массива гипербазитов здесь максимальна (5 км). По форме массив в разрезе — несколько деформированный параллелограмм. С севера гипербазиты подстилаются толщей плотных пород ханмейхойской свиты.

На всех профилях массив протягивается к югу под вмещающие габброиды до 5 км, погружаясь под небольшими углами падений. Однако, по геологическим и магнитометрическим данным, падение южного контакта крутое южное. Надо полагать, что контакты гипербазитов и габброидов представляют собой систему ступенеобразных взбросов.

Итак, массив делится на два блока: северо-западный и более крупный юго-восточный. Северный блок в разрезе напоминает остроугольный треугольник с острой вершиной, обращенной на север. Максимальная мощность этого блока установлена в районе перевала Макар-Рузь (1,5 км). Более южный блок в разрезе напоминает параллелограмм, северная и южная границы падают на юг. Вертикальная мощность этого блока увеличивается с запада на восток с 3,5 до 5 км. Оба блока делятся на более мелкие, породы которых различаются по плотности.

Граница между основными блоками массива проходит в 4 км к югу от перевала Макар-Рузь. В гравитационном поле наблюдается локальная отрицательная аномалия, а в магнитном — интенсивный максимум (до 1000 гамм). Геологическое обследование этого участка показало, что здесь развита полоса метаморфизма с вторичными гарцбургитами, с энстатититами, амфиболитами и сагвандитами. По характеру гравитационного поля можно заключить, что в этом районе расположен взброс и к дневной поверхности приближаются породы, на которых залегает массив Рай-Из. Зона позднего метаморфизма расположена параллельно линии максимальных градиентов региональной гравитационной ступени, примерно в 2 км севернее.

Вторая зона нарушений расположена в средней части юго-восточного блока. Над этой зоной также наблюдается локальный минимум силы тяжести и максимум магнитного поля.

Габброиды, мощность которых, по расчетам (Молдаванцев и др., 1977), 10–12 км, не только частично перекрывают, но и подстилают массив. Их наиболее вероятное распространение под массивом — к северу до линии максимальных градиентов региональной гравитационной ступени. При сопоставлении разрезов отмечается, что в северной части массива на II и IV профилях он надвинут на плотные породы Лемвинской зоны, перекрывающие метаморфизованный докембрий.

Совместное рассмотрение геологических и геофизических данных позволяет сделать вывод, что породы массива Рай-Из слагают клиновидное бескорневое тело, лежащее частично (северной частью) на докембрийских и палеозойских породах Лемвинской (миогеосинклинальной) зоны, а частично — на габброидах, принадлежащих, по-видимому, офиолитовой ассоциации.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА КОМПЛЕКСЫ ПОРОД, СЛАГАЮЩИЕ МАССИВ

Массив сформирован в результате проявления последовательных структурно-метаморфических преобразований. Для их анализа необходимо вначале выделить очень ограниченное число сравнительно легко картируемых комплексов пород, не вдаваясь в рассмотрение всех преобразований, которые они претерпели впоследствии. Такое разделение пород массива на комплексы может быть сделано лишь условно и генерализованно; схема, принятая в нашей работе, не противоречит схемам предшественников (Рудник и др., 1971; «Петрология»..., 1977), развивает и уточняет их.

В качестве ранних комплексов, предыстория которых может быть оценена лишь на основании косвенных данных и предположений, выделяются дунит-гарцбургитовый¹ (с четырьмя подкомплексами) и дунит-верлит-клинопироксенит-габброидный. В каждом из них образуются породы, различающиеся вторичными преобразованиями (например, мелкозернистые и пегматоидные дуниты, идиобластовые и оталькованные или антигоритизированные гарцбургиты и т. п.). Однако выделение самостоятельных вторичных (поздних) комплексов имеет смысл только тогда, когда эти вторичные преобразования зашли настолько далеко, что на большой площади (в большом объеме) возникли качественно новые картируемые породные ассоциации.

Можно выделить следующие вторичные, поздние комплексы, отвечающие этим условиям: 1) вторично измененных гарцбургитов, 2) оливин-антигоритовых пород (войкаритов), 3) серпентинитов.

РАЗМЕЩЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ, МАКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОРОД

Ранние комплексы

Дунит-гарцбургитовый комплекс разделен по характеру соотношений входящих в него пород на четыре подкомплекса, образующие соответствующие зоны в пределах массива (рис. 6): 1) гарцбургитов (Г); 2) гарцбургитов с сетчато-жильными выделениями дунитов (ГСЖД); 3) гарцбургитов со шпирово-полосчатыми выделениями дунитов (ГШПД); 4) крупных дунитовых тел (КДТ).

¹ «Мантийный тектонит», по Р. Колману (1979).

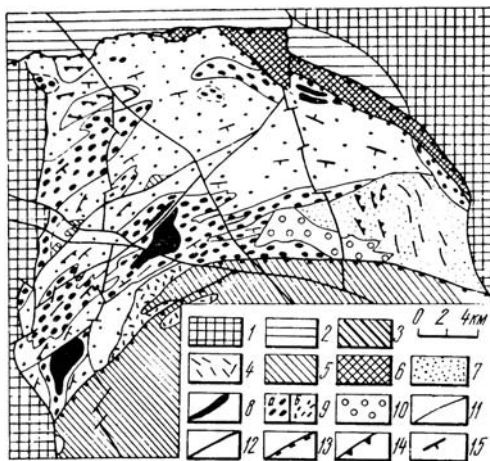


Рис. 6. Схематизированная геологическая карта массива Рай-Из (по И. С. Чашухину и др., 1986, с незначительными изменениями). Распространение «вторичных» комплексов не показано.

1 — докембрийские образования; 2 — палеозойские многосинклинальные и субплатформенные образования западного склона Урала; 3 — гранатовые амфиболиты, предположительно относимые к породам подошвы массива, палеозой (?); 4 — клинопироксениты, верлиты, дуниты и амфиболиты дунит-верлит-клинопироксенит-габбродного комплекса; 5 — габброиды и продукты метаморфизма среднепалеозойских эвгеосинклинальных комплексов; 6 — зона меланжа; 7 — гарцбургиты гарцбургитовой ассоциации; 8, 9 — дуниты и гарцбургиты дунит-гарцбургитовой ассоциации: 8 — дуниты (КДТ), 9 — нерасчлененные дуниты и гарцбургиты (ГСЖД и ГШПД); а — свыше 10%, б — до 10% дунитов; 10 — переходная область от гарцбургитовой ассоциации к дунит-гарцбургитовой; 11 — геологические границы; 12 — тектонические разрывы; 13 — надвиги; 14 — полосчатость и планпараллельность гарцбургитов; 15 — грубополосчатое чередование дунитов и гарцбургитов.

Существенно гарцбургитовый подкомплекс зоны Г развит главным образом в северо-западной и юго-восточной частях массива и представлен в основном гарцбургитами и довольно небольшими по мощности и малозначительными по частоте встречаемости согласными и секущими телами дунитов и пироксенитов (энстатитов, диопсидитов). Гарцбургиты характеризуются макроскопически наблюдаемой и картируемой полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением и планпараллельной ориентировкой энстатита. Массовые замеры элементов залегания полосчатости позволяют выявить складкообразные структуры в гарцбургитах, в частности, на Лек-Вожском участке и на левобережье ручья Кэрдомен-Шор в его нижнем течении. В последнем случае наблюдаются крупные складки с амплитудой в первые километры с северо-восточным простираем осевой плоскости 20–30° (близким к субмеридиональному). Примерно такие же простираения полосчатости гарцбургитов выявляются и в дунит-гарцбургитовом комплексе в юго-западной части массива; они заметно не совпадают с простираем наложенных метаморфических зон, дискордантны по отношению к простираю дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса и могут считаться наиболее древними.

Наряду с ранней главной полосчатостью более локально проявляется поздняя, накладывающаяся на первую; в некоторых обнажениях наблюдаются две четко выраженные плоскостные ориентировки энстатита, что создает на выветрелой поверхности пород своеобразный мелкоячеистый рисунок. Местами полосчатость в гарцбургитах образует мелкие плавные и остроугольные складки. Часть этих складок образовалась позже описанных крутых складчатых изгибов полосчатости; этапы складкообразования разделяются эпохой формирования хрупких разрывных нарушений. Местами жилы пироксенитов, рвущих гарцбургиты, участвуют в складчатости.

Остальные подкомплексы, развитые преимущественно в западной, юго-западной и центральной частях массива, отличаются от существенно гарцбургитового лишь более широким развитием дунитов; эти

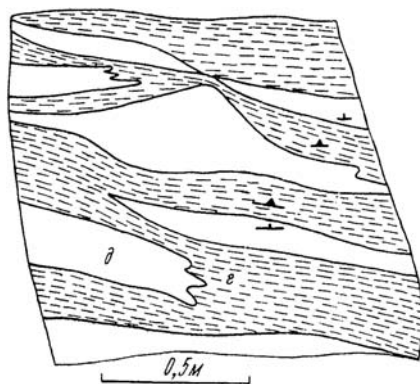
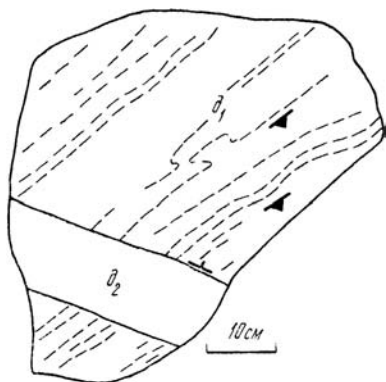


Рис. 7. Пегматоидно-зернистый дунит (d_1) с хромшпинелидовой полосчатостью, пересеченный жилой среднезернистого дунита (d_2). Юго-восточная часть массива, ручей Безьямный. Зарисовка фрагмента обнажения по фотографии.

Рис. 8. Разлинование и будинаж дунитовых тел (d) в гарцбургите (e). Полосчатость гарцбургита, приобретенная в процессе совместной деформации с дунитами и образованная уплощенным энстатитом, параллельна контактам дунитовых тел. Правобережье р. Сось. Зарисовка по фотографии.

подкомплексы образуют непрерывные переходы. Тела дунитов, как согласные с полосчатостью, так и секущие, местами образуют четкий сетчато-полосчатый рисунок, местами, сгущаясь, сливаются в крупные массивные штоки, до 1 км и более в поперечнике. Эти штоки дискордантны по отношению к полосчатости гарцбургитов и содержат скиалиты последних. Такая картина наблюдается преимущественно в западной и средней частях массива (участки Западный, Центральный и др.). Области сгущения дунитовых жил на указанных участках имеют в плане субмеридиональную вытянутую форму.

Процесс образования дунитов, видимо, был длительным, неодновременным (?) и шел на фоне смены пластических деформаций хрупкими; если дуниты, согласные с полосчатостью, могут быть отчасти сингенетичны гарцбургитам, то секущие эту полосчатость дунитовые тела и штоки образовались явно позже. Однако обычно, вследствие однообразия минерального и постоянства химического состава дунитов, пересечение дунитовых жил различной возрастной генерации практически невозможно увидеть и чрезвычайно трудно установить (без применения тонких геохимических методов). Тем не менее изредка деформированные дунитовые тела пересекаются прямолинейными или тела дунитов с деформированной полосчатостью, образованной цепочками хромшпинелидов, пересекаются дунитами без таковой (рис. 7). При этом наглядно видна неодновременность образования дунитов.

Как и в собственно гарцбургитовом подкомплексе, здесь местами также можно наблюдать последовательную смену пластических деформаций хрупкими, а тех, в свою очередь, — пластическими, когда сетчатый рисунок дунитов становится расплывчатым, а отдельные тела подвергаются будинажу (рис. 8) с изменением микроструктуры пород (имеется в виду образование пегматоидных дунитов, сложенных оливином с совершенной спайностью). Последнее явление справедливо связывается с метаморфизмом пород («Петрология»..., 1977). Хотя Г. Б. Рудник и другие (1971) считали эти дуниты наиболее ранними

автометаморфическими породами, они же и дали ключ к пониманию их природы, сославшись на эксперименты И. Куроды и других, получивших оливины с совершенной спайностью в условиях больших давлений.

Подкомплекс гарцбургитов с сетчато- жильными выделениями дунитов (зона ГСЖД) выделяется в районе ручья Кэрдомен-Шор в виде поля шириной до 4–5 км непосредственно к западу от южной зоны Г. Основное отличие данной зоны от зоны Г заключается в значительном увеличении количества дунитов, линейные узкие жилы которых прорезают гарцбургиты в различных направлениях, разветвляются, образуя густую сеть. Границы жил с гарцбургитами довольно резкие. Вблизи зоны Г мощность жил изменяется от первых сантиметров до первых дециметров, общий объем жильного материала составляет от долей до первых процентов. Гарцбургиты, как и в зоне Г, содержат 20–35 % пироксена, имеют массивную или планпараллельную текстуру. На удалении от зоны гарцбургитов общий объем жил возрастает до 10 %, мощность жил дунитов увеличивается до первых метров, а протяженность – до десятков метров. Форма жил становится разнообразнее. Помимо линейных жил появляются тела неправильной формы. Контакты дунитовых жил остаются, как правило, резкими, хотя на локальных участках появляются постепенные переходы от гарцбургитов к дунитам. Вмещающие гарцбургиты сохраняют свой облик и состав. Там, где появляются многочисленные жилы дунитов неправильной формы, гарцбургиты частично перекристаллизуются, приобретают неоднородное строение, содержание энстатита в них на некоторых участках сокращается до 10–20 %. В отличие от зоны Г в зоне ГСЖД резко уменьшается количество жил клинопироксенитов и габбро.

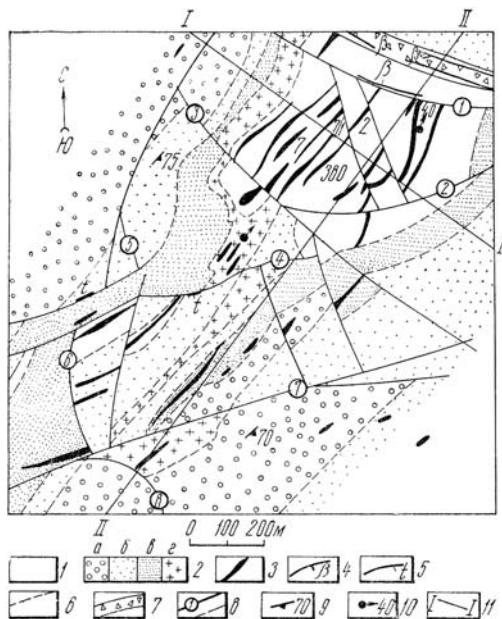
Подкомплекс гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов (зона ГШПД) развит очень широко на остальной площади массива. В его строении дуниты являются такой же неотъемлемой частью, как и гарцбургиты. Сами гарцбургиты существенно отличаются от гарцбургитов двух первых зон. Они характеризуются более низким содержанием энстатита (10–20 %) и неравномерным его распределением. Текстура гарцбургитов массивная, полосчатая или атакситовая. Полосчатая текстура образована концентрацией кристаллов энстатита в виде полос шириной первые сантиметры, разделенных полосами, обедненными энстатитом. Простираемость полосчатости в юго-западной и западной частях массива субмеридиональная, северо-восточная, в центральной и восточной частях – субширотная, северо-восток-восточная. Сопоставление структурных планов планпараллельности в зоне Г и полосчатости гарцбургитов в третьей зоне показывает, что они существенно отличаются и являются секущими друг к другу.

Переход от зоны гарцбургитов с сетчатым жильным комплексом дунитов к зоне гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов осуществляется постепенно в результате увеличения жилоподобных выделений дунитов и перекристаллизации гарцбургитов. Структурно-петрографические исследования, проведенные Т. А. Смирновой, и геологические данные убедительно доказывают, что дуниты в зоне ГШПД развиваются по первично гарцбургитовой основе.

Изучение контактов тел дунитов и гарцбургитов показывает, что переход между ними в подавляющем большинстве постепенный и выражается в плавном уменьшении содержания энстатита в сторону

Рис. 9. Геологический план месторождения Центральное.

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты со шпириво-полосчатыми выделениями дунитов в количестве: а — до 10 %, б — 10—30 %, в — 30—50 %, г — свыше 50%; 3 — хромитовые тела; 4 — диабазы; 5 — талькиты; 6 — геологические границы; 7 — зона Полойшорского разрыва; 8 — тектонические разрывы и их номера; 9 — полосчатость гарцбургитов; 10 — склонение хромитовых и дунитовых тел; 11 — линии геологических разрывов.



дунита. В тех случаях, когда контакт между дунитами и гарцбургитами макроскопически выглядит довольно резким, при микроскопическом изучении устанавливается постепенный переход одной породы к другой.

Дунитовые обособления в гарцбургитах имеют неправильную форму и, как правило, вытянуты в одном направлении. Размеры дунитовых тел сильно варьируют: по мощности от сантиметров до нескольких метров и протяженностью от долей метра до десятков метров. Кроме того, в пределах зоны ГШПД залегают и более крупные тела дунитов размером до сотен метров.

Вытянутость дунитовых тел обычно совпадает с простиранием полосчатости гарцбургитов. Наиболее отчетливо полосчатость гарцбургитов и вытянутость дунитовых тел проявлены в западной части массива, где полосы дунитов и гарцбургитов мощностью от первых дециметров до первых метров и десятков метров прослеживаются на сотни метров — первые километры. Прослои гарцбургитов превышают по мощности тела дунитов в несколько раз. В других частях массива чередование дунитов и гарцбургитов создает грубополосчатое, шпириво-полосчатое строение. Довольно обычно пересечение контактами дунитовых тел полосчатости в гарцбургитах. Для месторождения Центральное установлено, что простирание полосчатости гарцбургитов и вытянутость дунитовых тел совпадают, а падения различаются. При северо-восточном простирании дунитовых тел и полосчатости в гарцбургитах последняя падает на юго-восток, а дунитовые тела — на северо-запад (рис. 9, 10).

Количество дунитовых обособлений в зоне ГШПД изменяется от первых процентов до 30—50 %, редко более 50 %. Для изучения внутреннего строения зоны при геологическом картировании нами выделялись ассоциации гарцбургитов с различным содержанием дунитов: до 10, 10—30, свыше 30%. Это позволило выявить в строении зоны ГШПД грубовыраженную закономерность, характеризующуюся тем, что количество дунитовых обособлений и их размерность увеличиваются от зон Г и ГСЖД в направлении КДТ.

В непосредственном обрамлении КДТ (Центральное и Южное месторождения) содержание дунитов в ассоциации ГШПД составляет свыше 30, 10—30 %. При удалении от КДТ появляются участки, сло-

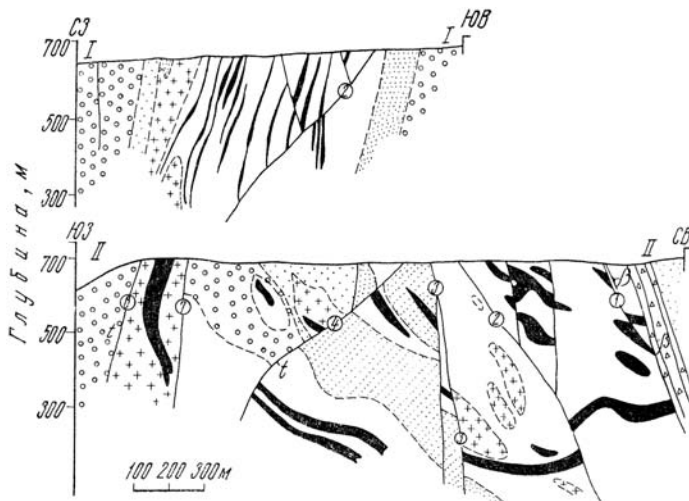


Рис. 10. Геологические разрезы месторождения Центральное.
Линии разрезов и условные обозначения см. на рис. 9.

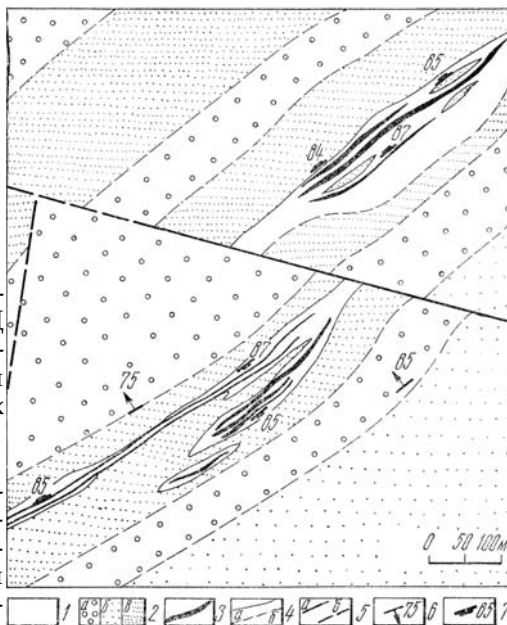
женные ассоциацией гарцбургитов с дунитовыми обособлениями в количестве до 10%; на границе с зоной ГСЖД эта ассоциация резко преобладает. Статистически в строении зоны ГШПД выделяются две подзоны: первая — ГШПД (до 10%) — с содержанием дунитов до 10%, в небольшом объеме 10–30%, граничащая с зоной ГСЖД; вторая — ГШПД (свыше 10%) — с преобладающим содержанием дунитов 10–30, свыше 30%, в небольшом объеме — до 10%. Вторая подзона окружает КДТ. Там, где развита вторая подзона и нет на поверхности выходов КДТ, можно предполагать, что ассоциация ГШПД с высоким содержанием дунитов расположена над КДТ, в настоящее время не вскрытых эрозией. В качестве примера таких участков можно привести районы месторождений Западное и проявление Лек-Вож (рис. 11).

Подкомплекс крупных дунитовых тел (зоны КДТ) представлен двумя дунитовыми телами: Центральным, расположенным в южной части массива на водоразделе рек Макара-Рузь и Енга-Ю, и Южным — в юго-западном окончании массива. Крупные дунитовые тела имеют штокообразную форму с крутым падением в северо-восточном направлении. Площадь Центрального тела 2×4 км, Южного 1,7×4,0 км. Крупные дунитовые тела окружены зоной ГШПД, которая на границе с ними обогащена дунитовой составляющей до 30–50%. Внутри крупных дунитовых тел встречаются редкие шпировые выделения с содержанием энстатита до 10–15%. По наличию полосчатой текстуры, ориентированной согласно с полосчатостью вмещающих дунитовые тела гарцбургитов, эти выделения могут рассматриваться в качестве реликтов переработанных гарцбургитов.

Описанные геологические зоны связаны между собой постепенными переходами и образуют сложнодифференцированный зональный разрез, на одном краю которого находятся гарцбургиты с 20–35% пироксена, на другом — крупные тела дунитов. По геологическим данным устанавливается, что наиболее ранними являются гарцбургиты с 20–35% пироксена, по ним идет образование ассоциации ГСЖД с сетча-

Рис. 11. Геологический план месторождения Западное.

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты со шпирово-полосчатыми выделениями дунитов в количестве *a* — до 10%, *б* — 10—30%, *в* — свыше 30%; 3 — тела хромитов; 4 — геологические границы *a* — достоверные, *б* — предполагаемые; 5 — тектонические разрывы: *a* — достоверные, *б* — предполагаемые; 5 — тектонические разрывы: *a* — достоверные, *б* — предполагаемые; 6 — сланцеватость; 7 — падение рудных тел.



то-жильными выделениями дунитов, затем ассоциации ГШПД со шпирово-полосчатыми выделениями дунитов, и завершается процесс формирования крупных дунитовых тел.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габброидный комплекс развит лишь вдоль южного контакта массива, на отрезке, отсекаемом долинами рек Макара-Рузь и Енга-Ю. Область его распространения линзовидна в плане и имеет длину до 7 км при ширине 1,5–2 км. Преобладают дуниты, верлиты, клинопироксениты, вебстериты, габброиды (анортит-диопсидовые, оливин-диопсид-анортитовые габбро, троктолиты, анортозиты). Широко развиты бластомилониты по перечисленным породам; эти породы в большей или меньшей мере подверглись ретроградному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации; пироксены обычно отмечаются в виде реликтов, широко развиты роговообманковые разности габброидов. Комплекс имеет линзовидно-полосчатое строение, местами смят в складки; отмечается кливаж, секущий прослои дунитов под большим углом, чем пироксенитов, — явление, хорошо известное в слоистых осадочных породах и связанное с разной компетентностью прослоев, из чего можно сделать вывод, что дуниты более пластичны, чем пироксениты. Как и предыдущие, описываемый комплекс является тектонитом²; возможно, и его полосчатость в значительной мере отражает условия «горячей тектоники» (Ефимов, 1977).

На границе описываемого комплекса с дунит-гарцбургитовым развито полоса дунитов; на западе (левобережье р. Макара-Рузь) переходы между ними постепенные, за счет выклинивания тел пироксенитов и габброидов в западном направлении; с юга и востока описываемый комплекс контактирует с габброидами по разлому. Восточнее амплитуда разлома увеличивается, этот комплекс исчезает (сорван), и гарцбургиты прямо контактируют с габброидами (см. рис. 6).

Такие взаимоотношения не дают материала для прямых суждений об относительном времени становления дунит-верлит-пироксенитового комплекса; наличие постепенных переходов между этими комплексами и развитие в них высокотемпературных оливин-пироксеновых мине-

² Этот вывод противоречит стандартной схеме разделения низов офиолитового комплекса на «мантийные тектониты» и «кумуляты» (Колман, 1979).

ральных парагенезисов указывают на довольно близкие РТ-условия образования. Косвенным указанием на время формирования дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса является разделяемый многими исследователями вывод о том, что этот комплекс в типовом разрезе офиолитовой ассоциации занимает место между гарцбургитовым подкомплексом, отвечающим верхам океанической мантии, и габброидным, отвечающим третьему слою океанической коры. Его образование происходило параллельно или близодновременно с образованием океанической коры и позже образования гарцбургитовой мантии.

Поздние (вторичные) комплексы

Комплекс вторичных гарцбургитов, главным компонентом которого являются характерные относительно свежие идиобластово-гранобластовые гарцбургиты, развит в виде линейной протяженной полосы («осевая зона метаморфизма») шириной в среднем около 1,5 км, простирающейся от северо-восточного на западе до субширотного в центральной части массива. На восток от левобережья р. Енга-Ю эта зона практически выклинивается, проявляясь в разрезе на р. Кэрдомен-Шор лишь в виде небольших выходов идиобластовых среднезернистых гарцбургитов, «тонущих» в широко развитых здесь зонах еще более позднего метаморфизма и рассланцевания. Описываемая зона представляет собой лишь наиболее ярко выраженную, подвергшуюся высокотемпературным преобразованиям осевую часть значительно более широкой полосы метаморфизма и деформаций, захвативших значительную часть массива (см. рис. 55). Основным признаком зоны — развитие оливин-энстатитовых пород, по составу идентичных или приближающихся к гарцбургитам, с крупными идиоморфными кристаллами или гломеропорфирами (иногда овоидными или звездчатыми) скоплениями энстатита на фоне более мелкозернистой гранобластовой основной массы оливина. Местами энстатит образует грубую полосчатость, позволяющую установить общее падение зоны к юго-востоку под углом 30–50° и выявить в ней складчатые деформации. Местами же линейность и полосчатость не наблюдаются, что может быть связано с посттектоническим характером перекристаллизации на отдельных участках.

Дуниты, несмотря на несомненное образование зоны в целом по дунит-гарцбургитовому субстрату, развиты слабо: не исключен процесс дедунитизации с образованием новых оливин-энстатитовых пород по дунитам. Характерная особенность зоны — присутствие тел разнообразных амфиболитов — преимущественно гранат-платиоклаз-рогово-обманковых, иногда с полосами гранатсодержащих плагиогнейсов. Отмечаются редкие случаи сохранения реликтового пироксена. Амфиболиты, как правило, характеризуются четкой полосчатостью и планпараллельной ориентировкой минералов, позволяющей местами выявить довольно мелкие и сложные складки. В ассоциации с амфиболитами отмечаются энстатититы и горнблендиты.

Рассматриваемая зона возникла в результате метаморфизма гипербазитов. Метаморфизм, судя по составу амфиболитов, может быть отнесен к высоким ступеням амфиболитовой фации (вероятно, выше, чем в дунит-верлит-клинопироксенит-габброидном комплексе); на созданные на этом этапе минеральные парагенезисы наложились парагенезисы более низких ступеней метаморфизма, о чем свидетельствует

присутствие в оливин-энстатитовых породах магнезиокуммингтонита, талька, антигорита и др., а в амфиболитах — хлорита, эпидота, цоизита, актинолита. Наиболее яркое проявление поздних преобразований — наличие сагвандитов — относительно низкотемпературных (250—280°C, 0,8—1 кбар, по магнезит-доломитовому термобарометру А. С. Таланцева; см. табл. 3) метасоматитов, образовавшихся в результате замещения оливин-энстатитовых пород магнезиальным карбонатом, в ассоциации с актинолитом и хлоритом. Простираение зоны субпараллельно простираению полосчатости дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса и занимает резко секущее положение по отношению к общей субмеридиональной ориентировке ранней полосчатости в гарцбургитах и ориентировке дунитовых полей, чем подчеркивается наложенность этих комплексов на гарцбургиты. В то же время описываемая зона обрывается западным контактом массива и во вмещающие породы не прослеживается. Это свидетельствует о том, что она сформировалась до того, как массив приобрел современные границы.

О возрастных взаимоотношениях вторичных гарцбургитов и дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса можно судить лишь по косвенным данным, так как эти комплексы не контактируют и не пересекаются. Данные о ранней серпентинизации, предшествовавшей образованию вторичных гарцбургитов, говорят об относительно молодом возрасте последних. Амфиболитовый (водный) метаморфизм описанной зоны и метаморфизм дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, однако, коррелируются.

В истории поздних метаморфических преобразований гарцбургитов Рай-Иза можно проследить, ориентируясь по минеральным геотермометрам, все стадии остывания со сменой оливин-пироксеновой ассоциации последовательно оливин-куммингтонитовой, оливин-гальковой, оливин-антигоритовой, а затем серпентинитами. Однако не все они в равной степени развиты: лишь оливин-антигоритовые породы (войкариты) и серпентиниты имеют сравнительно широкое площадное распространение.

Комплекс оливин-антигоритовых пород представлен двумя основными разновидностями: массивными и гнейсовыми войкаритами. По уровню метаморфизма они отвечают верхам зеленосланцевой или низам амфиболитовой фации, где оливин и антигорит образуют равновесную ассоциацию. Массивные войкариты возникают без интенсивных процессов пластического течения; метаморфизм здесь связан, по-видимому, с поступлением воды в условиях благоприятных температур и давлений. Местами можно видеть развитие этого процесса по сетке трещин внутри нарушенных этими трещинами блоков. В образовании гнейсовидных войкаритов значительную роль играют тектонические перемещения с пластической деформацией; образование таких пород приурочено к зонам разломов; отмечаются сжатые изоклиналильные складки, связанные с течением вещества.

Наиболее широко войкариты развиты в северной части массива, область основного их распространения протягивается полосой косо по отношению к зоне вторичных гарцбургитов и резко дискордантно по отношению к восточному и западному контактам, что свидетельствует об относительной молодости разломов, ограничивающих массив.

Более низкотемпературные водные парагенезисы зеленосланцевой фации метаморфизма, образующие ряд разновидностей серпентинитов, неоднородны по характеру, размещению и тектоническому значению.

Накладываясь на все описанные комплексы, они, как и войкариты, местами имеют площадное развитие, местами маркируют зоны расланцевания, мощностью до первых сотен метров, отвечающие разломам. Относительно высокотемпературные серпентинитовые парагенезисы имеют ту же тенденцию к размещению, что и войкариты (см. рис. 18): условные границы их распространения дискордантны по отношению к западному и восточному контактам массива, и только наиболее поздние, хризотилловые, серпентиниты развиты преимущественно по краям массива, соответствуя, таким образом, по времени своего образования эпохе окончательного становления гипербазитового блока в его современных границах.

Глава IV

МЕТАМОРФИЗМ ГИПЕРБАЗИТОВ МАССИВА И ИХ ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ

Важные наблюдения, позволяющие предполагать сложную метаморфическую историю гипербазитов, впервые были сделаны А. Н. Заварицким (1932): 1) отмечено широкое распространение в гипербазитах метаморфических минералов — апоэнстатитовых тремолита, талька, хлорита; 2) показано раннее — до образования петельчатого серпентина («хризотила») — развитие тремолита; 3) описаны пойкилитовые зерна энстатита, которые интерпретированы как метаморфические образования; 4) установлены магнезит-энстатитовые породы (сагвандиты) и сделано предположение об их постмагматической природе. Почти полвека эти наблюдения оставались единственными, указывающими на распространенность в гипербазитах массива процессов метаморфизма.

Зональный метаморфизм гипербазитов массива был выделен и описан Г. Л. Кашинцевым, И. Е. Кузнецовым и Г. Б. Рудником (1974б), оливин-антигоритовые породы — А. П. Казаком и Ю. Е. Молдавanceвым («Петрология...», 1977). С 1976 по 1980 гг. на массиве сотрудниками Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР и геологами Райизской ГПП (ПГО «Полярноуралгеология») проведены совместные комплексные исследования, позволившие выделить в апогипербазитовых метаморфитах равновесные минеральные ассоциации и показать их распространение в пространстве и во времени.

Гипербазиты претерпели многоэтапный интенсивный метаморфизм с участием воды и углекислоты. Для восстановления его истории наиболее информативны гарцбургиты, что связано прежде всего с чуткостью ортопироксен-оливинового парагенезиса к изменению внешних *PT*-условий (Боуэн, Таттл, 1950; Evans, Trommsdorf, 1970). Поэтому при изучении метаморфизма за основу было принято исследование гарцбургитов.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ РАВНОВЕСНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВАХ

В истории гипербазитов выделяются две крупные последовательно проявившиеся стадии метаморфических процессов — ранняя и поздняя. Наиболее чутким индикатором разделения этих стадий служит поведение магнетита: в метаморфических парагенезисах, образовавшихся на ранней стадии, магнетит отсутствует, в равновесии с силикатами остается хромшпинелид; в позднюю стадию равновесным становится

магнетит, хромшпинелид либо растворяется, либо магнетитизируется (Штейнберг, Чашухин, 1981).

Продукты метаморфизма ранней стадии

Ранний метаморфизм, имевший чисто регрессивный характер, проявлен во всем объеме гипербазитов и делится на два этапа. Первый, безводный или маловодный, отражает приспособление первичного ортопироксена к новым условиям, прежде всего к охлаждению гипербазитовых масс при их подъеме к земной коре. Метаморфизм ранней стадии заканчивается ранней петельчатой серпентинизацией.

Ассоциация оливин + Са-ортопироксен + хромшпинелид (?). Гарцбургиты с такой ассоциацией минералов в массиве не сохранились. Предположение о существовании на ранней стадии развития гипербазитов ортопироксена, концентрирующего весь алюминий и кальций, основано на прямой зависимости содержаний СаО и Al_2O_3 от количества нормативного пироксена (рис. 12). Количество нормативного пироксена рассчитано по величине RO'/SiO_2 с включением в его состав всего глинозема. Эта операция позволила оценить первичный состав ультрабазитов, формировавшихся, судя по составу сосуществующих минералов, в шпинелевой (бесплагноклазовой) фации. При этом мы несколько уменьшили количество пироксена за счет недоучета окиси хрома, входящей в его состав (0,3–0,4%). С другой стороны, мы несколько завысили его количество за счет глинозема, часть которого входит в состав хромшпинелида. В итоге погрешности не выходят за пределы, измеряемые десятыми долями процента, которыми можно пренебречь. Ранний ортопироксен из гарцбургитов массива, по нашим данным, содержал известь и глинозем в количествах, соответственно, равных 3,0 и 4,0%, что подтверждается сопоставлением концентраций этих компонентов.

Совсем иная – обратная – зависимость наблюдается между содержаниями пироксена и концентрациями окиси хрома. На рис. 12 приведены усредненные через 5 % пироксена данные по содержанию Cr_2O_3 , Al_2O_3 и СаО, наиболее наглядно показывающие выявленные закономерности. Здесь же проведена линия, соответствующая постоянному содержанию глинозема в хромшпинелид-пироксеновом агрегате, равному 4 %. С учетом погрешностей анализов, эта линия в гарцбургитовой части совпадает с зависимостью содержания глинозема от содержания пироксена. Поэтому можно предполагать, что весь алюминий в гарцбургитах был в пироксене, а хромшпинелид является продуктом распада этого пироксена. Отсюда следует предположение о вхождении в пироксен гарцбургитов и всего хрома.

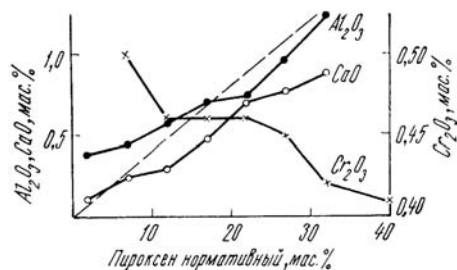
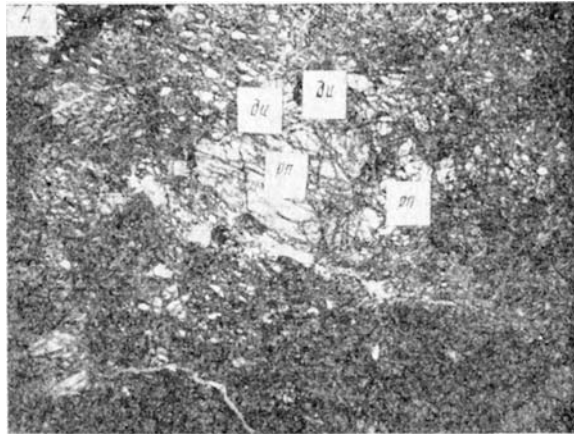


Рис. 12. Содержания Al_2O_3 , СаО и Cr_2O_3 в зависимости от количества нормативного пироксена в гипербазитах массива Рай-Из. Диаграмма построена по усредненным (через 5 % Px) данным. Штриховая линия соответствует 4 % глинозема в хромшпинелид-пироксеновом агрегате.

Рис. 13. Минералы регрессивного метаморфизма гипербазитов массива.

A — крупное изометричное зерно ортопироксена I (*pn*), содержащее пластинчатые вроски диопсида; ортопироксен I обрастает мелкими зернами диопсида (*di*); гарцбургит, шл. 2727; поперечник зерна *pn* 2 мм; николи полускрещенные; *B* — зерно тремолита в сростании с оливином; тремолитовый гарцбургит; шл. 1630; длина зерна 0,7 мм; с анализатором.



Ассоциация оливин + Са-содержащий ортопироксен + диопсид + хромшпинелид. Диопсидсодержащие гарцбургиты сохранились лишь в юго-восточной и северо-западной частях массива. Они состоят (без учета серпентина) на 60–70 % из оливина, 25–35 % ортопироксена, 1–2 % диопсида и содержат десятые доли процента глиноземистого хромшпинелида. Под микроскопом ортопироксен обнаруживает два типа зерен: компактные крупные (2–3 мм) и мелкие (десятые доли – 1 мм), ксеноморфные (рис. 13). Диопсид образует мелкие изометричные выделения, пространственно приуроченные к крупным зернам ортопироксена. Особенность последнего – тонкие (4–7 мкм) пластинчатые вроски клинопироксена. Ортопироксеновые зерна характеризуются небольшим (до 5–7°) углом погасания. Мелкие ксеноморфные выделения ортопироксена ламеллей диопсида не содержат. Таким образом, здесь, как и в гарцбургитах Войкаро-Сыннинского массива (Савельева, Степанов, 1979), устанавливаются две генерации ортопироксена: ранняя, высокотемпературная, и поздняя, возникшая в результате перекристаллизации зерен первой генерации в ходе охлаждения и сопутствующих деформаций. Отсутствие ламеллей ортопироксена в клинопироксене и приуроченность его зерен к раннему ортопироксену подтверждают правильность выделения ранней бездиопсидовой ассоциации в гарцбургитах.

Рентгеноспектральное изучение распределения главных компонентов – магния, кальция, железа, алюминия и хрома – в зернах ортопироксена-1 подтвердило неоднородность его строения. По резко повышенным концентрациям СаО четко выявились ламелли клинопироксена (рис. 14, А), содержащие по сравнению с матрицей большие количества окиси хрома (до 2% и более) и пониженные – глинозема (до 1,3%). Наблюдается предраспадное состояние ортопироксена – двукратное повышение концентрации СаО на отдельных участках мат-

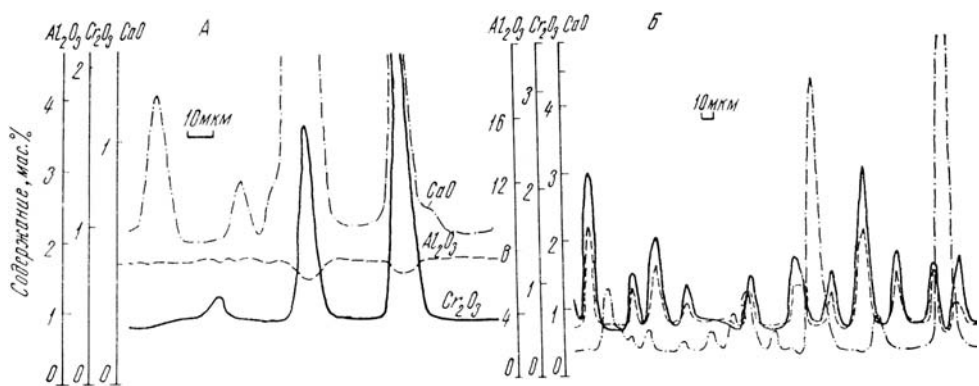


Рис. 14. Профили рентгеноспектрального сканирования через зерна ортопироксена.
 А — диопсидовый гарцбургит, обр. 2727; Б — тремолитовый гарцбургит, обр. 1640.

рицы при сохранении неизменными содержаний хрома и алюминия (см. рис. 14, Б). Состав матрицы следующий: SiO_2 55,6, Cr_2O_3 0,7, Al_2O_3 1,5, FeO' 6,3, MgO 35,4, CaO 0,5%. Железистость оливина близка к 9 %.

Хромшпинелид имеет обычный для гарцбургитов облик — ксеноморфные желтые зерна размером до 1 мм. Химический состав его (см. табл. 2) близок к составу хромшпинелида из гарцбургитов других альпинотипных массивов Урала (Царицын, 1977) и мира (например, гора Бурро, Калифорния, США; Loney et al., 1971).

Ассоциация с диопсидом широко развита в гарцбургитах Войкаро-Сыньинского массива (Савельева, 1977). По-видимому, все гарцбургиты массива Рай-Из прошли стадию образования этой ассоциации.

Ассоциация оливин + малокальциевый ортопироксен тремолит + хромшпинелид. Породы с этой ассоциацией минералов занимают площади, достаточные для картирования в масштабе 1 : 50 000. Они сохранились в периферических частях массива: на западе — по берегам р. Макар-Рузь вблизи выхода ее за пределы массива, на северо-западе — в левом борту долины р. Сось; выходы меньших площадей наблюдаются на востоке и севере массива в виде реликтовых участков размером до 1–2 км в длину среди пород, сложенных более поздними ассоциациями минералов — продуктами прогрессивного метаморфизма.

Особенность этой ассоциации, отличающая ее от предыдущих, — исчезновение диопсида и появление тремолита. Тремолит слагает вытянутые зерна размером от десятых долей до 5–6 мм, редко 2 см. Среднее соотношение длины и ширины 2 : 1, максимальное 5 : 1. В шлифе наблюдается преимущественное развитие двух граней — (110) и (1 $\bar{1}$ 0), отсутствуют пинакоидальные грани, т.е. налицо признаки метаморфического происхождения минерала. Зерна тремолита развиваются как вокруг зерен ортопироксена-1, замещая диопсид, так и в удалении от них (см. рис. 13). Оптические свойства тремолита: бесцветен, $N_g = 12-17^\circ$, $n_g = 1,634-1,638$, $n_p = 1,608-1,611$, $n_g - n_p = 0,026-0,027$. Рентгенограмма амфибола однозначно устанавливает тремолит. Химический состав тремолита обр. 1640 дан в табл. 2. Судя по расчету катионов, он соответствует теоретическому составу тремолита с изоморфной примесью 3,6 % Al_2O_3 . Весь алюминий находится в четверной координации. Железистость тремолита 6 %.

Рис. 15. Гистограммы железистости оливина в гипербазитах и продуктах их метаморфизма.

1, 2 — первая стадия метаморфизма; 3—8 — вторая стадия метаморфизма: 3 — I этап, 4—6 — II этап, 7, 8 — III этап, 1 — тремолитовые гарцбургиты; 2 — цемент хромитовых руд; 3 — магнезиокуммингтонит-энстатит-форстеритовые породы; 4 — магнезиокуммингтонит-тальк-оливиновые породы; 5 — оталькованные гарцбургиты; 6 — дуниты среди оталькованных гарцбургитов; 7 — диопсид-оливин-антигоритовые сланцы; 8 — тремолит-оливин-антигоритовые породы.

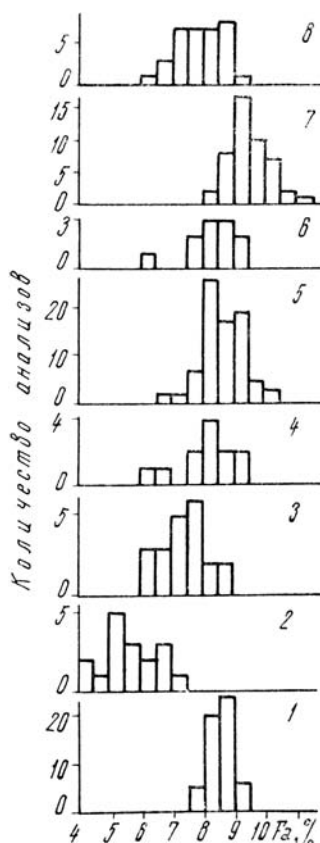
Содержание тремолита в гарцбургитах определяется первичной концентрацией кальция в породе: при колебании от 0 до 10 % в подавляющем большинстве случаев составляет 3—5 %, что соответствует 0,4—0,6 % CaO в породе.

Морфология ромбического пироксена под микроскопом аналогична ортопироксену из диопсидовых гарцбургитов. Данные химического анализа выделенного в тяжелых жидкостях образца ортопироксена 1640 и рентгено-спектральной матрицы приведены в табл. 2. Состав матрицы близок к составу таковой образца диопсидового гарцбургита за исключением содержания извести: в межламельном пространстве содержание ее снижается до 0,2 %. Таким образом, образование тремолита привело не только к растворению диопсида, но и к извлечению CaO из ортопироксена; параллельно с этим уменьшилось количество вростков диопсида. Все это подтверждает равновесность тремолита и ромбического пироксена.

В гарцбургитах дунит-гарцбургитового комплекса ортопироксен содержит ламелли хромшпинелида, устанавливаемые как под микроскопом (см. рис. 13), так и при рентгеноспектральном сканировании (см. рис. 14). Аналогичные вростки — продукты распада орто- и клинопироксенов — установлены нами в диопсидовых гарцбургитах южной, рудоносной, части Кемпирсайского массива. Железистость ортопироксена близка к железистости сосуществующего оливина (8—9 %).

Оливин в гарцбургитах образует полигональнозернистый агрегат с неуравновешенным размером зерна в одном шлифе — от десятых долей до 5—10 мм, в среднем 1 мм. Химический состав оливина приведен в табл. 2 и на рис. 15.

Состав хромшпинелида тремолитовых гарцбургитов аналогичен диопсидовым и подчиняется общей для альпинотипных гипербазитов ряда дунит — гарцбургит — лерцолит зависимости от содержания глинозема в породах, сформировавшихся в условиях шпинелевой фации (Штейнберг, Чашухин, 1983). Наряду с ксеноморфными зернами размером 0,3—1,00 мм наблюдается сыпь мелких округлых выделений хромшпинелида, включенная в зерна тремолита. Такие же хромшпинелид-тремолитовые сростания отмечены для амфиболовых перидотитов южной части Кемпирсайского массива (Павлов и др., 1968), где, по нашим данным, они являются результатом распада глиноземистого амфибола — паргасита.



Химический состав пород и сосуществующих минералов в апогипербазитовых метаморфитах массива Рай-Из

Компонент	2727*			1640				1668			1484			1347		
	Порода	Ортопироксен, матрица	Хромшпинелид	Порода	Оливин	Ортопироксен	Хромшпинелид	Тремолит	Порода	Оливин	Ортопироксен	Амфибол	Магнетит	Оливин	Амфибол	Хромшпинелид
SiO ₂	41,07	55,6	—	42,59	40,46	56,20/58,73**	—	54,70	43,16	41,09	56,96/59,40	57,40	—	40,00	57,24	—
TiO ₂	0,01	—	0,02	0,03	—	—	0,02	Сл.	0,01	—	—	Не обн.	0,09	—	0,02	0,34
Al ₂ O ₃	0,67	1,5	33,12	0,88	—	1,98/ 1,57	37,83	3,64	0,44	—	Не обн./<0,02	0,83	2,10	—	2,29	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,32	0,7	31,73	0,47	—	0,25/ 0,30	28,27	—	0,43	—	Не обн./<0,07	»	1,26	—	—	25,35
Fe ₂ O ₃	3,69	—	—	2,57	—	3,60/ —	—	—	2,78	—	3,25/ —	»	69,47	—	—	44,27
FeO	4,13	—	—	4,99	—	2,51/ —	—	—	4,71	—	2,06/ —	1,61	22,27	—	—	27,00
FeO'	—	6,3	21,83	—	8,98	—/ 6,22	18,78	1,99	—	7,00	—/ 5,08	—	—	8,98	1,99	—
MnO	0,12	—	0,21	0,08	0,19	0,19/ —	0,22	0,05	0,07	0,15	0,17/ —	0,09	0,14	0,20	0,08	0,58
MgO	40,35	35,4	11,81	42,80	49,95	35,14/37,38	11,21	23,10	44,74	51,08	36,36/37,56	24,74	3,99	49,45	23,85	2,46
CaO	0,67	0,5	—	0,43	Не обн.	0,28/0,19	—	12,23	1,00	Не обн.	0,23/ 0,09	12,13	—	Не обн.	11,38	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,07/ —	—	—	—	—	1,61/ —	0,81	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,02/ —	—	—	—	—	Сл./ —	0,04	—	0,61	—	—
NiO	0,28	—	—	0,32	0,53	—	—	—	0,29	0,45	—	—	—	—	—	—
CoO	0,02	—	—	0,02	0,02	—	—	—	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	8,12	—	—	5,12	—	—	—	—	2,49	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,42	—	—	0,10	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,86	100,00	98,72	100,40	100,14	100,24/104,64	99,33	97,71	100,24	99,79	100,64/102,22	99,81	99,32	99,26	96,85	100,00
Rx норм., %	32	—	—	24	—	—	—	—	20	—	—	—	—	—	—	—
Srx норм., %	2,8	—	—	3,4	—	—	—	—	3,7	—	—	—	—	—	—	—
f(Fa, Fs) _{ng}	9,3	9,1	50,9	8,7	9,2	8,4/ 8,5	48,5	4,3	8,3	7,1	7,2/7,1	3,5	92,3	9,1	4,0	9,6
F _{antr}	8,7	—	—	—	1,687	1,6745	—	1,637	—	1,683	1,668	1,633	—	1,688	1,632	—
Mt, %	0,60	—	—	—	8,9	—	—	—	—	6,9	—	—	—	9,2	—	—
Плотность, г/см ³	2,80	—	—	0,06	—	—	—	—	1,72	—	—	—	—	—	—	—
				2,97	—	—	—	—	3,15	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	1562				1355			1585			2142		1430		1432		
	Порода	Оливин	Орто-пироксен	Амфибол	Хромшпид-нелид	Порода	Оливин	Хромшпид-нелид	Порода	Оливин	Хромшпид-нелид	Антигортит	Порода	Оливин	Антигортит	Порода	Антигортит
SiO ₂	41,00	40,22	56,88	57,62	—	37,79	40,32	—	40,58	40,26	40,50	—	38,79	41,10	—	42,21	41,78
TiO ₂	0,02	—	—	Сл.	0,48	0,01	—	0,44	0,02	—	0,23	—	0,02	Не обн.	—	0,01	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,70	—	0,19	2,22	1,46	0,50	—	2,66	0,48	—	»	—	0,63	0,57	—	2,00	1,22
Cr ₂ O ₃	0,35	—	Не обн.	—	21,93	0,42	—	42,39	0,50	—	0,40	—	0,52	0,06	—	0,30	0,17
Fe ₂ O ₃	3,83	—	1,79	—	47,16	4,05	—	24,48	3,65	—	1,80	—	5,27	Не обн.	—	3,47	0,40
FeO	4,22	—	4,13	—	23,52	4,35	—	25,42	4,29	—	2,87	—	2,33	2,15	—	3,28	3,59
FeO'	—	8,26	—	2,79	—	—	9,34	—	8,98	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,11	0,18	0,17	0,07	0,53	0,11	0,16	0,62	0,13	0,11	0,11	—	0,09	0,15	—	0,11	0,14
MgO	44,02	50,50	35,54	25,55	4,92	42,31	49,95	3,99	43,10	49,65	38,53	4,11	39,38	41,17	—	37,28	38,73
CaO	0,39	Не обн.	0,20	12,23	—	0,39	—	—	0,39	0,33	0,56	—	—	0,28	—	0,46	Не обн.
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	0,33	0,56	—	—	—	0,37	0,53	—	0,29	0,55	—	—	0,29	—	—	0,27	—
CoO	0,01	0,02	—	—	—	0,02	0,02	—	0,01	0,02	—	—	0,01	—	—	0,01	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	5,24	—	—	—	—	9,58	—	—	6,84	—	—	—	12,18	—	—	11,95	—
CO ₂	0,10	—	—	—	—	0,17	—	—	0,33	—	—	—	0,16	—	—	0,10	—
Сумма	100,32	100,66	98,80	100,48	100,00	100,07	100,50	100,00	100,61	99,60	99,34	100,00	99,95	99,53	—	100,45	99,45
Rx норм., %	17	—	—	—	—	11	—	—	18	—	—	—	25	—	—	42	—
Srx норм., %	1,9	—	—	—	—	0,6	—	—	1,5	—	—	—	1,3	—	—	1,9	—
f(Fe, Fs)	9,0	8,4	8,3	5,2	88,3	9,5	9,5	—	9,0	9,2	6,3	—	9,1	2,8	—	8,9	5,4
П _г	—	1,686	1,669	1,633	—	—	1,688	—	1,689	1,5725	—	—	1,689	1,574	—	1,5675	1,571
F _{амт}	—	8,2	—	—	—	—	9,2	—	9,6	—	—	—	—	—	—	8,2—9,2	—
Mt, %	0,92	—	—	—	—	0,17	—	—	0,34	—	—	—	5,14	—	—	0,13	—
Плотность, г/см ³	2,99	—	—	—	—	2,81	—	—	2,87	—	—	—	2,63	—	—	2,67	—

* 2727 — гарибуртит диопсидоносный, слабогальксованный, восточная часть массива; 1640 — гарибуртит тремолитовый, юго-западная часть массива, левый борг долины р. Макара-Рузь; 1668 — энстатит-форстеритовый порода, правый борг долины р. Макара-Рузь, восточная часть массива; 1484 — друза кристаллов магнетита в энстатит-форстеритовой породе, между ручьями Макара-Рузь и р. Енга-Ю; 1562 — энстатит-магнезиокуммингтонит-оливиновая порода, левый борг долины р. Макара-Рузь; 1347 — магнезиокуммингтонит-гальк-оливиновая порода, правый борг долины ручья Кордомен-Шор; 1355 — оталькованный гарибуртит, правый борг долины ручья Кордомен-Шор, вблизи выхода его из массива; 1385 — оливин-ангитогитовый сланец, перевал рек Соьбь и Макара-Рузь; 2142 — массивная оливин-ангитогитовая порода, правый борг долины р. Макара-Рузь; 1430 — брусит-ангитогитовый серпентинит, правый борг долины р. Соьбь, у выхода из массива; 1452 — ангитогитовый серпентинит, там же.

** В числителе — состав вала, в знаменателе — матрицы.

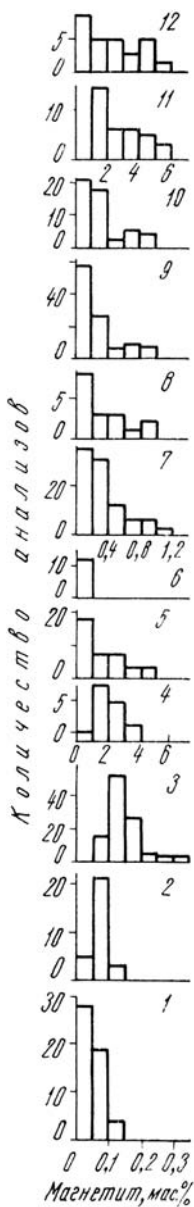


Рис. 16. Гистограммы магнетита в гипербазитах и продуктах их метаморфизма.

1—3 — первая стадия метаморфизма; 4—12 — вторая стадия метаморфизма: 4 — I этап, 5—8 — II этап, 9, 10 — III этап, 11, 12 — IV этап. 1 — тремолитовые гарцбургиты; 2 — дуниты среди них; 3 — хромитовые руды; 4 — магнезиокумминтонит-энстатит-форстеритовые породы; 5 — магнезиокумминтонит-талк-оливиновые породы; 6 — оливиниты среди них; 7 — оталькованные гарцбургиты; 8 — дуниты среди них; 9 — оливин-антигоритовые породы; 10 — дуниты среди них; 11 — антигоритовые серпентиниты; 12 — брусит-антигоритовые серпентиниты.

Ассоциация петельчатый лизардит + брусит + когенит (?). Образуется по предыдущей и фиксирует окончание раннего этапа метаморфизма гарцбургитов и дунитов. Под микроскопом видны петельчатая структура, обусловленная жилками, состоящими из тонкого срастания серпентина (лизардита), тонкодисперсного брусита и предположительно карбида железа Fe_3C — когенита (Штейнберг и др., 1978).

В шлифах отчетливо видно, что не только оливин и ортопироксен, но и тремолит замещаются продуктами серпентинизации (Заварицкий, 1932). Пропорциональность степени серпентинизации оливина и тремолита, пересечение одной и той же жилкой серпентина оливин-тремолитовых срастаний указывают на одновременность серпентинизации этих минералов. Характер развития серпентинитовых жилок по зернам различных силикатов определяется, по-видимому, их структурой. Преимущественно по оливину образуется та характерная структура, которую принято называть петельчатой. Рисунок серпентинитовых жилок в ортопироксене зависит от положения спайности относительно плоскости шлифа. В тремолите серпентинитовые жилки в подавляющем большинстве развиваются перпендикулярно к удлинению зерна.

Магнетит в продуктах серпентинизации отсутствует (рис. 16), что подтверждает уже известные данные (Малахов, Чашухин, 1977). Количество ферромагнитного компонента рассматриваемой ассоциации характеризует, по-видимому, содержание когенита. Это предположение основано на пропорциональности количества условного магнетита степени серпентинизации: гарцбургиты, серпентинизированные на 50—60 %, содержат 0,10 % «магнетита», на 20—30 % — 0,06 %.

Эти данные согласуются с результатами изучения поведения углерода при серпентинизации гипербазитов, проведенного на других уральских массивах (Штейнберг и др., 1978).

Отсутствие магнетита в продуктах ранней серпентинизации объясняет устойчивость хромшпинелида и отрицательный спокойный характер магнитного поля над петельчато-серпентинизированными породами.

Значения плотности гарцбургитов и дунитов близки, что указывает на примерное равенство степени их серпентинизации. Гистограмма

Рис. 17. Гистограммы плотности.

1 — первая стадия метаморфизма, 2–10 — вторая стадия метаморфизма: 2, 3 — I этап, 4–7 — II этап, 8, 9 — III этап, 10 — IV этап. 1 — тремолитовые гарцбургиты; 2 — магнезиокуммингтонит-энстатит-форстеритовые породы; 3 — оливиниты среди них; 4 — магнезиокуммингтонит-талек-оливиновые породы; 5 — оливиниты среди них; 6 — оталькованные гарцбургиты; 7 — дуниты среди них; 8 — оливин-антигоритовые породы; 9 — дуниты среди них; 10 — антигоритовые и брусит-антигоритовые породы.

плотности характеризуется одной модой 2,8–2,9 г/см³ (рис. 17), что соответствует степени серпентинизации 50–60 %.

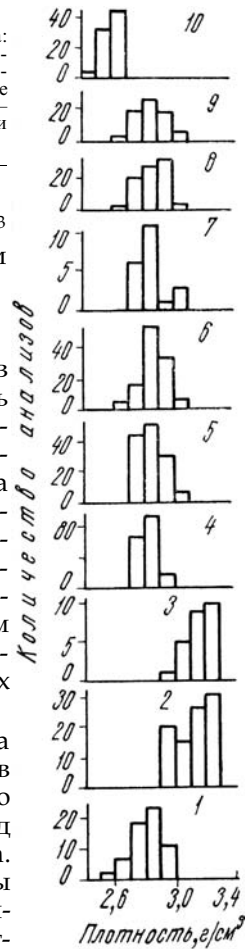
Продукты метаморфизма поздней стадии

Рай-Из — крупнейший из уральских массивов, в которых проявлен прогрессивный метаморфизм. Здесь последовательно выделяются четыре этапа: зональный-I, зональный-II, оливин-антигоритизация и антигоритизация. Если первая стадия метаморфизма была чисто регрессивной, то вторая начинается прогрессивным метаморфизмом (зональный-I этап); последующие же этапы этой стадии происходят на фоне убывающих температур и давлений и могут рассматриваться как прогрессивные по отношению к поздним продуктам метаморфизма ранней стадии и как регрессивные — по отношению к продуктам более ранних этапов поздней стадии.

Первый этап поздней стадии метаморфизма проявлен в центральной части массива Рай-Из в виде полосы, в которой можно выделить внутреннюю и внешнюю зоны (рис. 18). Южнее, пересекая ее под углом, развиты зоны более позднего второго этапа. Продукты метаморфизма обоих этапов представлены разнообразными породами, закономерно расположенными в пространстве: энстатит-форстеритовыми, магнезиокуммингтонит-оливиновыми, талек-оливиновыми, энстатитами, оливинитами, сагвандитами¹ и оталькованными гарцбургитами.

Зональный метаморфизм отчетливо проявлен в физических полях. Внутренние зоны формируют интенсивное и резко дифференцированное положительное магнитное поле, в поле тяжести они характеризуются локальными минимумами. Во внешних зонах магнитное поле спокойное, типичны отрицательные значения малой интенсивности.

Метаморфиты первого этапа представлены в основном энстатит-форстеритовыми и форстерит-энстатитовыми породами, подчиненное распространение имеют энстатититы, оливиниты и сагвандиты. Внутренняя зона сложена грубозернистыми форстерит-энстатитовыми породами с необычной радиально-лучистой текстурой агрегатов энстатита с размером зерен до 3 см и тонкой коркой выветривания темно-серого цвета, благодаря которому эти породы легко отличаются от пород



¹ Сагвандиты накладываются на энстатит-форстеритовые породы, замещая их, и характеризуют, по нашему мнению, более поздние и низкотемпературные проявления метаморфизма. Сагвандиты развиты не только в зоне проявления метаморфизма первого этапа. — (Прим. ред.)

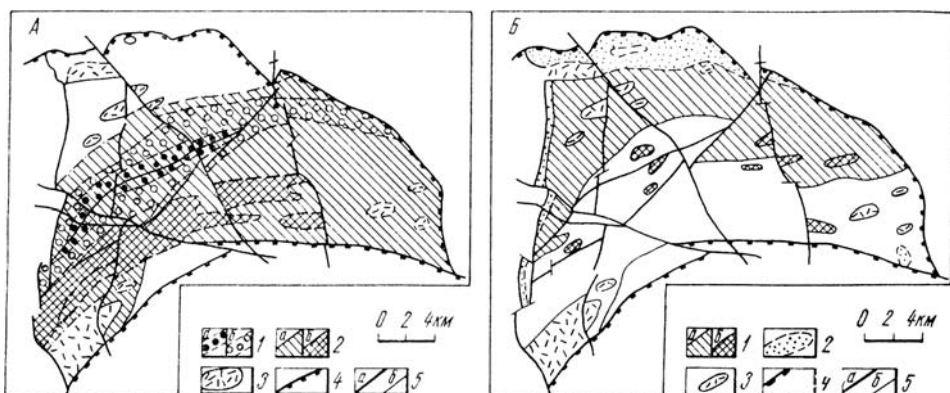


Рис. 18. Зоны развития продуктов метаморфизма гипербазитов массива I и II (А), III и IV (Б) этапов.

А: 1 — I этап (а — внутренняя зона, форстерит-энстатитовые породы, сагвандиты, оливиниты, энстатиты, б — внешняя зона, энстатит-форстеритовые породы, часто магнезиокуммингтонитсодержащие, оливиниты, бронзититы); 2 — II этап (а — внешняя зона, оталькованные гарцбургиты и дуниты, б — внутренняя зона, магнезиокуммингтонит-энстатит-оливиновые, магнезиокуммингтонит-талк-оливиновые породы, оливиниты, бронзититы); 3 — реликты регрессивно метаморфизованных перидотитов (диопсидовые и тремолитовые гарцбургиты и дуниты); 4 — надвиги; 5 — тектонические разрывы (а — крупные, б — второстепенные).

Б: 1 — III этап (а — диопсид-оливин-антигоритовые сланцы, дуниты, клинопироксениты, б — тремолит-оливин-антигоритовые породы и дуниты); 2 — IV этап (антигоритовые и брусит-антигоритовые серпентиниты); остальные обозначения те же.

внешней зоны. По количеству оливин находится в подчиненных соотношениях с энстатитом, составляя обычно около 30 % по объему, редко — до 50 %. Структура оливиновых агрегатов полигональнозернистая, размер зерен — первые доли миллиметра. С форстерит-энстатитовыми породами пространственно ассоциируют карбонат-энстатитовые (сагвандиты), отличающиеся присутствием карбоната² — магнетита, доломита, кальцита в количестве 10–30 мас. % (табл. 3, рис. 19, А). В целом трудно провести резкие границы между этими породами: форстерит-энстатитовые нередко содержат примесь карбоната, в строении сагвандитов практически всегда участвует оливин. Карбонат развивается по оливину, замещая его. Мощность тел сагвандитов достигает первых сотен метров. Нередко встречаются жилы мощностью до 20–30 см, залегающие вдоль трещин отдельности.

Породы внутренней зоны обнаруживают линейную, планпараллельную текстуру, редко полосчатую. По смятию ориентированных текстур устанавливается сложная пликативная дислоцированность пород. В процессе метаморфизма первичные соотношения дунитов и гарцбургитов сохраняются, что позволяет реставрировать их геологическое строение. Простираение зоны параллельное или под острым углом (10–30°) к простираению грубых полос чередования вмещающих неметаморфизованных дунитов и гарцбургитов.

Породы внутренней зоны к северо-западу и юго-востоку постепенно сменяются метаморфитами внешней зоны, представленной энстатит-форстеритовыми пойкилопорфиробластическими породами, мелкозернистыми оливинитами и жилами бронзититов. Макроскопически энста-

² Обычно считают, что карбонат в сагвандитах представлен магнетитом. Анализы карбонатов из сагвандитов (по материалам В. Н. Пучкова) говорят о преобладании доломита.

Таблица 3

Химический состав карбонатов из сагвандитов, мас. %

Минерал	120		121	
	Магнезит	Доломит	Магнезит	Доломит
MgCO ₃	86,0	43,6	89,9	45,0
CaCO ₃	0,57	50,7	0,47	52,1
MnCO ₃	0,33	6,63	0,42	0,31
FeCO ₃	8,7	3,5	9,6	2,8
Сумма ...	95,6	94,3	100,5	100,2

тит-форстеритовые породы характеризуются желто-бурой коркой выветривания, близкой по цвету к выветрелой поверхности неметаморфизованных гипербазитов. От последних легко отличаются характерным рисунком, создаваемым удлинёнными зёрнами тёмного ортопироксена размером от 1–2 до 20 мм, рельефно выступающими на корке выветривания. Под микроскопом обращают на себя внимание крупные зёрна пойкилитового ортопироксена, заключённые в агрегат мелких округлых гранобластовых зёрен оливина. Энстатит всегда содержит большое количество разноориентированных включений оливина и магнетита с неправильными угловатыми очертаниями (см. рис. 19, Б).

Среди энстатит-форстеритовых пород нередко жилы бронзититов (энстатититов) мощностью до первых метров. Развитие вокруг этих жил каемок оливинитов, по мощности соизмеримых с жилами ортопироксенитов и постепенно переходящих во вмещающие энстатит-форстеритовые породы, позволяет рассматривать те и другие как продукты метаморфической дифференциации. Жилы ортопироксенитов испытали пластические деформации вместе с вмещающими породами.

Породы внешней зоны по ряду признаков занимают промежуточное положение между породами внутренней зоны и неметаморфизованными гарцбургитами и дунитами: отсутствуют характерные для пород внутренней зоны линейная и планпараллельная текстуры, обычны гнейсоватость и сланцеватость, ориентированные вдоль зоны; низкая магнитная восприимчивость пород обусловлена неполным замещением хромшпинелида магнетитом. Все это указывает на незавершенность метаморфических процессов и на неравновесность минеральных ассоциаций во внешней зоне.

Второй этап поздней стадии метаморфизма проявился в южной половине массива в виде субширотной полосы, захватившей на севере зону метаморфизма первого этапа, на юге — развитой вплоть до южного контакта массива. Здесь также выделяется внутренняя зона, характеризующаяся максимальным проявлением и завершенностью метаморфизма, и внешняя — со слабым и незавершенным метаморфизмом.

Внутренняя зона в отличие от осевой зоны первого этапа имеет мозаичное строение. Пространственно она совпадает с зонами расланцевания, в том числе с наиболее крупной — Иашорской. Метаморфические породы внутренней зоны представлены энстатит-оливиновыми, магнезиокуммингтонит-оливиновыми, тальк-оливиновыми породами, оливинитами, внешней — оталькованными гарцбургитами, в которых со-

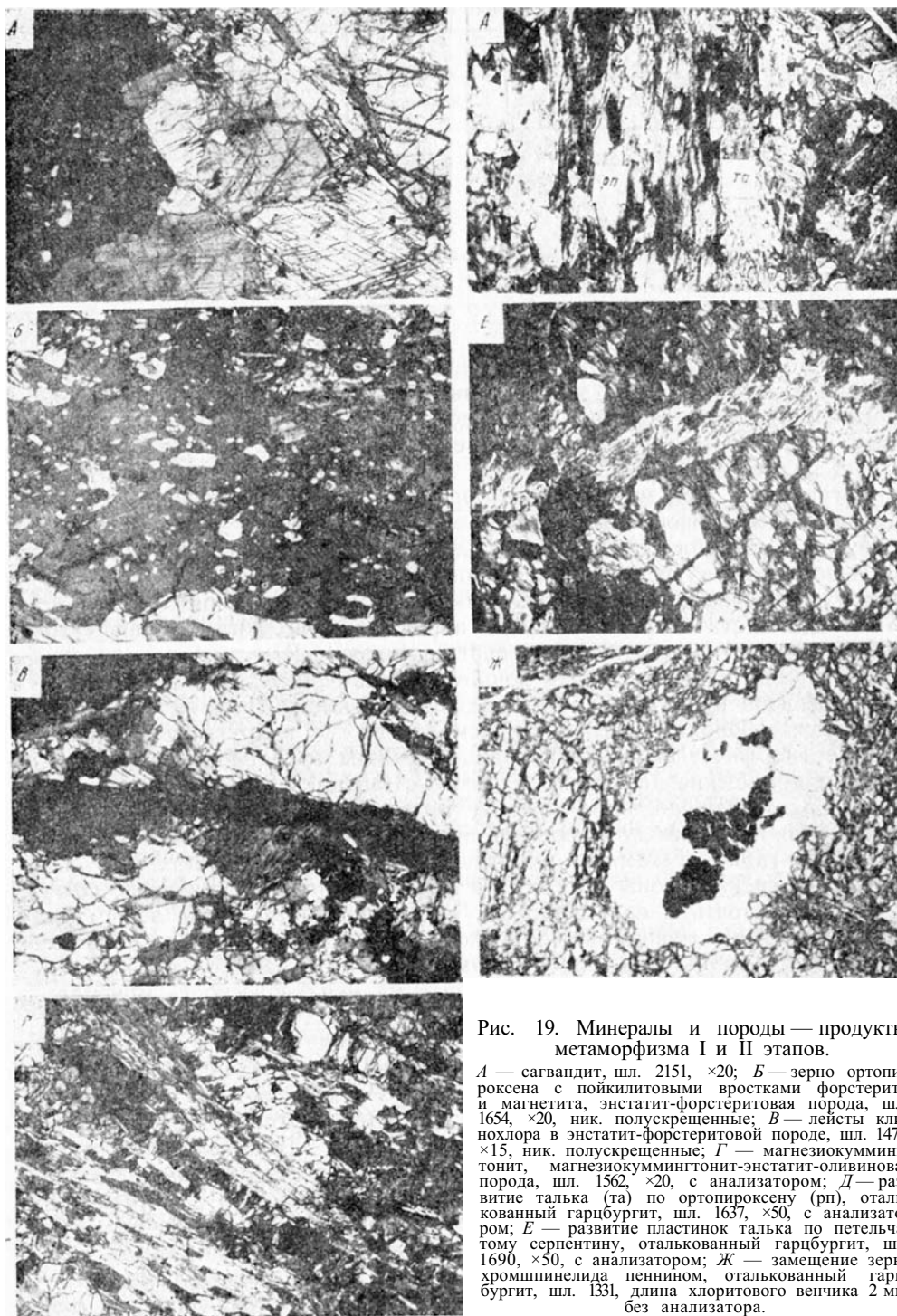


Рис. 19. Минералы и породы — продукты метаморфизма I и II этапов.

A — саввандит, шл. 2151, $\times 20$; *B* — зерно ортопироксена с пойкилитовыми вростками форстерита и магнетита, энстатит-форстеритовая порода, шл. 1654, $\times 20$, ник. полускрещенные; *B* — лейсты клинохлора в энстатит-форстеритовой породе, шл. 1478, $\times 15$, ник. полускрещенные; *Г* — магнезиокуммингтонит, магнезиокуммингтонит-энстатит-оливиновая порода, шл. 1562, $\times 20$, с анализатором; *Д* — развитие талька (га) по ортопироксену (рп), оталькованный гарцбургит, шл. 1637, $\times 50$, с анализатором; *Е* — развитие пластинок талька по петельчатому серпентину, оталькованный гарцбургит, шл. 1690, $\times 50$, с анализатором; *Ж* — замещение зерна хромшпинелида пеннинном, оталькованный гарцбургит, шл. 1331, длина хлоритового венчика 2 мм, без анализатора.

храняются первичные структуры, текстуры и петельчатая серпентинизация, что подчеркивает незавершенность метаморфизма.

Ассоциация форстерит + свободный от Ca, Al, Cr энстатит + тремолит + клинохлор + магнетит + магнетит. Ассоциация доминирует в метаморфитах первого этапа. Для состава минералов характерна потеря изоморфных примесей: оливины имеют наименьшее по сравнению с другими ассоциациями содержание железа ($Fa = 5-7\%$), ортопироксены — железа ($Fs = 5-7\%$), глинозема ($<0,02\%$), извести ($0,01-0,2\%$), окиси хрома ($<0,01\%$), тремолиты — глинозема ($0,3-0,8\%$). Хромшпинелид полностью растворяется. Освобожденное из силикатов и хромшпинели железо фиксируется в магнетите, содержание которого колеблется от 1 до 5 %, глинозем и окись хрома — в хлорите. Магнетит слагает идиоморфные зерна размером сотые-десятые доли миллиметра, равномерно распределенные в межзерновом пространстве или в зернах ортопироксена. Хлорит образует крупные компактные вытянутые пластинки размером до 5 мм. Пластинки равномерно распределены по породе без видимых реакционных взаимоотношений с ортопироксеном (см. рис. 19, В). По аномальной желтовато-бурой интерференционной окраске и показателю преломления ($n_g = 1,588-1,590$) определен как клинохлор.

Непостоянной равновесной фазой в этом парагенезисе является магнетит. По показателю преломления N_0 равному 1,706–1,710, относится к железосодержащей разности с железистостью 4–6 %, что согласуется с анализом солянокислой вытяжки (Заварицкий, 1932). Породы, сложенные этой ассоциацией, не затронуты ранней серпентинизацией. Иногда оливин и ортопироксен замещаются поздним лизардитом.

Ассоциация оливин + магнезиокуммингтонит + тремолит + клинохлор + магнетит. Породы с этой ассоциацией встречены во внешней зоне развития метаморфитов первого этапа и во внутренней — второго. Неравновесный с ортопироксеном и тальком магнезиокуммингтонит встречен в поле развития энстатит-форстеритовых и оливин-тальковых пород.

Магнезиокуммингтонит слагает крупные (до 3–4 мм) сильно вытянутые зерна с соотношением длины и ширины до 20:1, в среднем 5:1 (см. рис. 19, Г). Угол погасания cN_g колеблется от 16 до 19°, показатель преломления $n_g = 1,631-1,633$, $n_p = 1,603-1,606$, $n_g - n_p = 0,027-0,028$. Под микроскопом от тремолита отличается с трудом. Для магнезиокуммингтонита характерны следующие отличительные особенности: относительно большая крупность зерен; большие, чем у тремолита, содержания, превышающие в апогарцбургитовых метаморфитах 10–15 % (количество тремолита обычно не более 5 %); заметно большая удлиненность зерен; расщепление концов зерен; стремление группироваться в агрегаты; большее двупреломление. Рентгенограмма амфибола из обр. 1591 выявила смесь магнезиокуммингтонита и тремолита (табл. 4). В остальном состав слагающих ассоциацию минералов аналогичен предыдущей.

Ассоциация оливин + тальк + тремолит + клинохлор + магнетит. Тальк-оливиновые породы развиты в периферии внутренней зоны второго этапа. К востоку от р. Енга-Ю они постепенно вытесняют магнезиокуммингтонит-оливиновые породы и в районе ручья Кэрдомен-Шор занимают всю внутреннюю зону. Тальк-оливиновые породы образуются по магнезиокуммингтонит-оливиновым и практически всегда содержат реликты магнезиокуммингтонита. При этом тальком обрастают зерна амфибола (см. рис. 19, Д), псевдоморфозы образуются редко. Тальк

Таблица 4

Рентгенограмма амфибола (обр. 1591)

№ п. п.	I	Межплоскостные расстояния, Å			№ п. п.	I	Межплоскостные расстояния, Å		
		наблюдаемые	для тремолита	для магнезиокуммингтонита			наблюдаемые	для тремолита	для магнезиокуммингтонита
1	3	9,12	—	9,15 ₂	22	1	2,499	—	2,503 ₄
2	3	8,90	8,98 ₂	—	23	1	2,397	2,407 ₁	2,395 ₁
3	10	8,27	8,38 ₁₀	8,33 ₁₀	24	3	2,374	2,380 ₃	2,369 ₁
4	2	5,03	5,07 ₂	5,17 ₀₋₁	25	4	2,320	2,321 ₄	—
5	1	4,82	4,87 ₁	4,84 ₀₋₁	26	2	2,290	2,295 ₂	2,292 ₂
6	3	4,72	4,76 ₂	—	27	2	2,265	2,273 ₂	—
7	2	4,47	4,51 ₂	4,55 ₁	28	1	2,201	2,206 ₁	—
8	6	4,17	4,20 ₄	4,13 ₄	29	3	2,154	2,163 ₄	—
9	2	3,84	3,87 ₂	3,86 ₃	30	1	2,092	—	2,096 ₂
10	1	3,43	—	3,46 ₃	31	2	2,036	2,042 ₂	2,029 ₂
11	3	3,36	3,376 ₄	—	32	4	2,009	2,015 ₅	—
12	5	3,25	3,268 ₈	3,26 ₄	33	3	1,995	2,002 ₂	1,996 ₁
13	10	3,10	3,121 ₁₀	3,06 ₇	34	1	1,957	1,963 ₁	1,949 ₂
14	1	3,03	3,028 ₁	3,06 ₁	35	1	1,923	1,929 ₁	—
15	4	2,93	2,938 ₄	2,99 ₁	36	6	1,887	1,892 ₅	1,881 ₁
16	6	2,79	2,805 ₅	2,756 ₇	37	2	1,859	1,864 ₂	1,852 ₁
17	4	2,71	2,730 ₂	—	38	4	1,810	1,814 ₂	—
18	3	2,69	2,705 ₉	—	39	1	1,741	1,746 ₁	—
19	1	2,63	—	2,628 ₄	40	2	1,678	1,686 ₁	1,685 ₁
20	2	2,58	2,592 ₃	—	41	6	1,646	1,649 ₄	—
21	3	2,52	2,529 ₄	—	42	3	1,634	1,639 ₁	1,634 ₂

Примечание. Условия съемки: дифрактометр ДРОН-0,5, излучение медное, $V = 35$ кВ, $I = 10$ А, скорость счетчика 1 град/мин. Анализ выполнен в лаборатории геологии рудных месторождений Института геологии и геохимии УрО АН СССР З. М. Потаповой. Данные по тремолиту и куммингтониту взяты из картотеки ASTM (1973).

слагает крупные (до 5 мм) изометричные пластинки. Показатель преломления $n_g = 1,585-1,589$ отвечает маложелезистой разности. Содержание варьирует от долей в дунитах до 15 % в гарцбургитах. Количество магнетита редко бывает менее 1 %, в среднем 2–3%. Ортопироксен обычно не сохраняется.

Ассоциация оливин + тальк + тремолит + пеннин + магнетит. Образуется во внешней кайме тальк-оливиновых пород по петельчато-серпентинизированным гарцбургитам. Первичная структура пород сохраняется.

Тальк слагает агрегат мелких зерен. Взаимоотношения с ранним ортопироксеном неравновесны — тальк его замещает (см. рис. 19, E). Под микроскопом отчетливо видна вторичность талька по отношению к петельчатому серпентину и баститу (см. рис. 19, Ж). Оптические свойства, а также содержания в породе аналогичны таковым в тальк-оливиновых.

Хлорит избирательно замещает зерна хромшпинелида, образуя венчики. Особенно сильное замещение хромшпинелида хлоритом наблюдается в дунитах: ширина хлоритового агрегата иногда в 2–3 раза превышает поперечник реликтового зерна хромита. Судя по показателю преломления ($n_g = 1,575-1,580$) и грязно-коричневому цвету в скрещенных николях хлорит представлен пеннином.

Железистость оливина статистически выше на 0,5 % по сравнению

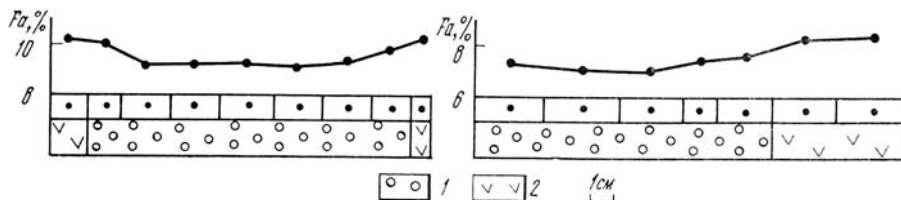


Рис. 20. Вариации железистости оливина в оталькованном гарцбургите (2), вмещающем жилу дунита (1).

с оливином ранних тремолитовых гарцбургитов — эдуктов оталькования (см. рис. 15). При этом железистость оливина в апогарцбургитовых породах выше, чем в аподунитовых (рис. 20) при одинаковой железистости пород.

Количество магнетита в оталькованных гарцбургитах и сосуществующих с ними дунитах от 0,2 до 1,0 % (см. рис. 16), содержание в дунитах несколько выше, чем в гарцбургитах. По-видимому, отличия в количестве магнетита дунитов и гарцбургитов объясняются первичными содержаниями хромшпинелида, за счет которого образуется магнетит — оно заметно выше в дунитах. Химический состав магнетита приведен в табл. 2.

Ассоциация оливин + антигорит + диопсид (тремолит) + магнетит.

Третий этап поздней стадии метаморфизма проявился в северной части массива. С ним связано образование оливин-антигоритовых пород. Впервые оливин-антигоритовые породы (войкариты) на массиве отмечены А. П. Казаком и Ю. Е. Молдавцевым («Петрология...», 1977). Наиболее детально они описаны Г. Н. Савельевой на Войкаро-Сыннинском массиве (Савельева, 1977); ею же и предложен термин войкарит.

В гипербазитах Рай-Иза развиты как массивные, так и сланцеватые оливин-антигоритовые породы. Последние резко преобладают. Массивные оливин-антигоритовые породы сложены полигональными зернами оливина с хорошо выраженной спайностью; по спайности развит подчеркивающий ее тонкопластинчатый антигорит, пластинки которого не выходят за пределы зерна оливина. Развитие антигорита определяется кристаллографическими направлениями в оливине, плоскость преимущественного расположения пластинок — плоскость (010). Обычно в шлифах из массивных пород мы видим одну систему взаимно параллельных пластинок антигорита, реже — две (рис. 21, А).

Оливин-антигоритовые сланцы массива Рай-Из развиты непосредственно по оталькованным и оливин-тальковым породам, редко — по массивным войкаритам. Они сложены агрегатом мелкозернистого оливина без спайности и тонкопластинчатого антигорита, обтекающим крупные зерна оливина или их агрегаты (см. рис. 21, Б). Антигоритовые пластинки, проникающие в оливиновые будины, пересекают жилки петельчатого серпентина (см. рис. 21, В).

Антигорит оливин-антигоритовых пород под микроскопом отличается от антигорита серпентинитов крупными размерами пластинок и характерной желтовато-серой интерференционной окраской.

Тремолит характерен для массивных пород, в сланцах кальций фиксируется в новообразованном диопсиде. Форма зерен клинопироксена чечевицевидная, с зазубренными краями (см. рис. 21, Г). Размер — десятые доли миллиметра, содержание 1–2 %.

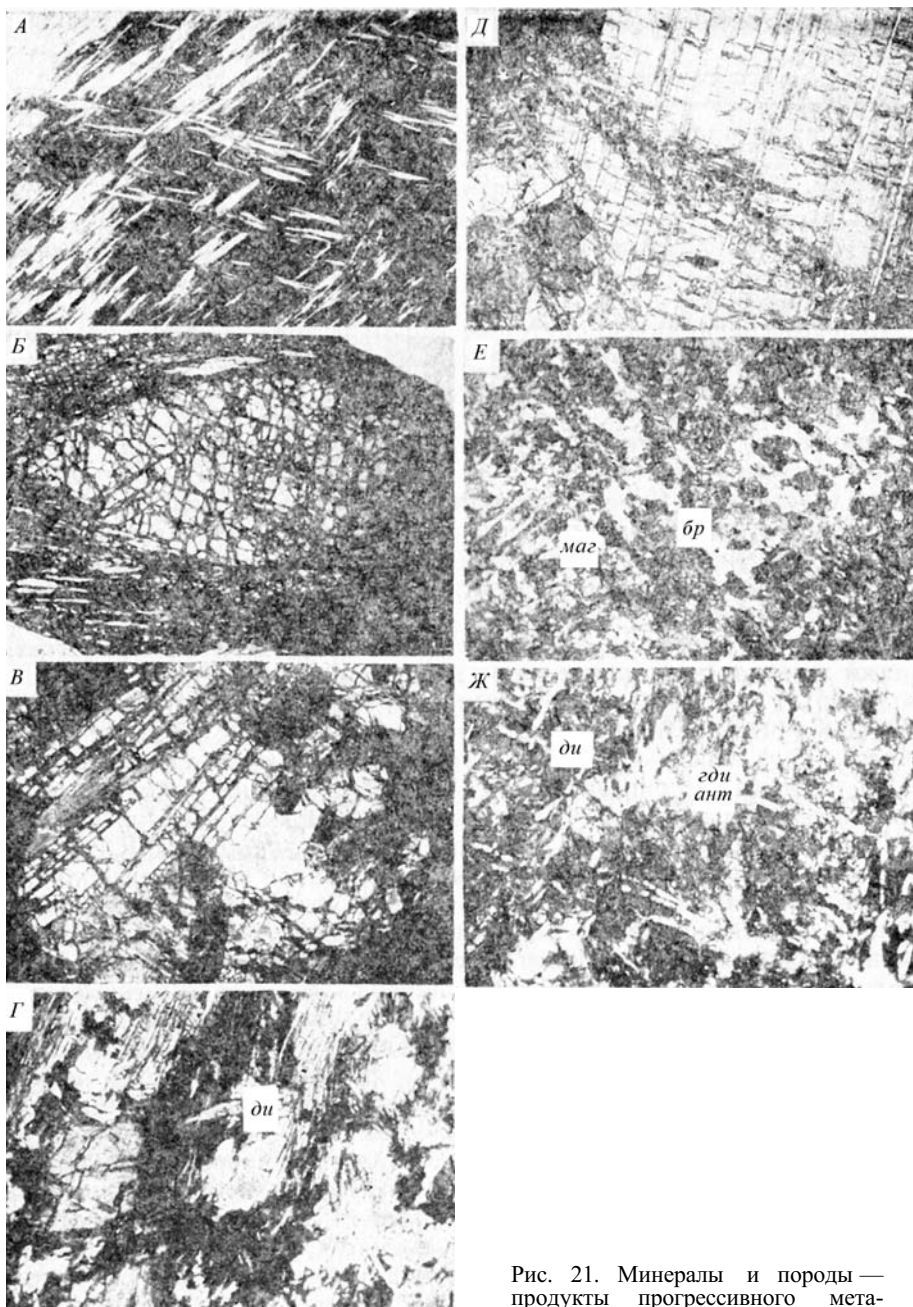


Рис. 21. Минералы и породы — продукты прогрессивного метаморфизма III и IV этапов.

A — две системы ориентировки пластинок антигорита в зерне оливина из массивной тремолит-оливин-антигоритовой породы, шл. 2803, $\times 13$, с анализатором; *B* — диопсид-оливин-антигоритовый сланец, шл. 1585, длина будины оливина 5 мм, без анализатора; *B* — развитие антигорита по петельчатому серпентину, диопсид-оливин-антигоритовый сланец, шл. 2313, $\times 25$, с анализатором; *Г* — диопсид (*ди*) в диопсид-оливин-антигоритовом сланце, шл. 2753, длина зерна диопсида 0,4 мм, с анализатором; *Д* — развитие магнетит-брусит-антигоритового агрегата по оливин-антигоритовой породе, шл. 1525, $\times 20$, с анализатором; *E* — замещение брусита (*бр*) магнетитом (*маг*) в брусит-антигоритовом серпентините, шл. 1429, $\times 60$, с анализатором; *Ж* — жилка диопсида (*ди*) в антигорит-гидродиопсидовом агрегате (*гди ант*), при пересечении апооливинового участка диопсид сменяется антигоритом (*ант*), антигоритовый серпентинит, шл. 981, $\times 50$, с анализатором.

Нередко наблюдающийся в оливин-антигоритовых породах вокруг метаморфизованных зерен хромшпинелида хлорит-пеннин, по-видимому, является реликтовым, образованным при отальковании гарцбургитов. При полной оливин-антигоритизации хлорит не отмечается, в том числе и вокруг остатков хромита.

Железистость оливина в оливин-антигоритовых породах заметно выше, чем в первичных (11,5 %), что указывает на перераспределение железа между оливином и антигоритом в условиях сохранения постоянной железистости породы. Повышение железистости оливина компенсируется ее снижением в антигорите (см. табл. 2). Обращает внимание заметная разница в железистости оливина из оливин-антигоритовых пород и дунитов из заключенных в них будин.

В равновесии с оливином и антигоритом находится магнетит. Количество и дисперсия его содержаний в войкаритах выше, чем в оталькованных гарцбургитах; в дунитах, залегающих в оливин-антигоритовых породах, содержится столько же магнетита, сколько и в самих породах (см. рис. 16).

Оливин-антигоритизация оталькованных петельчато-серпентинизированных гарцбургитов – процесс несомненно прогрессивный. Кроме наблюдений под микроскопом, на это указывает сопоставление содержания воды в оливин-антигоритовых породах и оталькованных гарцбургитах. Так, в верховьях ручья Кэрдомен-Шор войкаритизированные породы содержат в среднем около 5,5 % H_2O^+ , оталькованные гарцбургиты – 7,5 %. Плотность оливин-антигоритовых пород статистически более высокая – мода 29–3,0 г/см³, для оталькованных гарцбургитов – 2,8–2,9 г/см³. Особенно сильна степень десерпентинизации в участках развития массивных оливин-антигоритовых пород и связанных с ними пегматоидных дунитов – модалные значения плотности 2,96–3,05 г/см³. Статистически плотность дунитов из зон войкаритизации не отличается от плотности этих пород (см. рис. 17); в конкретных случаях сосуществования дунитов и войкаритовых сланцев плотность последних на 0,05–0,1 г/см³ ниже плотности дунитов, что, по-видимому, связано с перераспределением воды из дунитов в оливин-антигоритовые породы.

Ассоциация антигорит + брусит + гидродиопсид (Са-гидрогранат) + магнетит. Четвертый этап поздней стадии метаморфизма проявился вдоль северного и западного контактов массива, в виде небольшого участка – в юго-восточной части и выразился в образовании антигоритовых и брусит-антигоритовых серпентинитов (см. рис. 18). Наиболее значительно этот метаморфизм развит вдоль северного контакта массива, где полоса серпентинитов достигает ширины 2 км. Вдоль западного контакта она варьирует по мощности от 1–2 до 500 м, прожилки серпентинита проникают внутрь массива на 700–800 м. Примечательно, что на западе антигоритовые серпентиниты развиваются не только по оливин-антигоритовым породам, но и по более ранним.

Брусит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты содержат повышенные количества магнетита, поэтому в магнитном поле им отвечают участки аномалий высокоположительных значений и сложнодифференцированного характера.

Антигоритовые серпентиниты по минеральному составу не отличаются от таковых других массивов Урала. Оливин в них неустойчив и сохраняется лишь в виде реликтов в аксессуарных содержаниях. Нам удалось выделить из нескольких образцов, отобранных в северном

эндоконтакте массива, единичные зерна оливина. Большой разброс в железистости (например, в обр. 1429 Fa 7,8–10,2 %, обр. 2716 7,8–11,1 %) типичен для оливин-антигоритовых пород, что позволяет сделать вывод об образовании ассоциации антигорита с бруситом по войкаритизированным породам. Как и в оливин-антигоритовых породах, в серпентинитах удастся выделить будины, сложенные массивными серпентинитами, и межбудинную сланцеватую массу. В будинах содержание брусита заметно выше, чем в сланце,— картина, аналогичная войкаритовой; по-видимому, будины были сложены дунитом.

Под микроскопом антигорит серпентинитов отличается от войкаритового по изометричной форме зерен (см. рис. 21, Д) и их голубовато-серой интерференционной окраске. Характерны сростания с магнетитом и бруситом вплоть до полного замещения первичной породы. По количеству антигорит является главным породообразующим минералом, в апогарцбургитовых разностях его содержание достигает 95–98 %. По дунитам образуются брусит-антигоритовые серпентиниты с количеством брусита, отвечающим теоретическому при изохимическом ходе процесса около 17 % (Штейнберг, Чашухин, 1977). Серпентиниты с бруситом широко распространены на массиве. В условиях повышенного парциального давления CO_2 брусит замещается магнетитом.

Состав антигорита характеризуется двумя полными анализами (см. табл. 2). Обр. 1430 — типичный брусит-антигоритовый серпентинит с содержанием магнетита 5,14 %. Характерна низкая, типичная для большинства антигоритов из серпентинитов, железистость (2,8 %) и полное отсутствие окисного железа. Обр. 1432 сложен антигоритом необычного зеленого цвета, указывающего на повышенную концентрацию железа; анализ подтвердил этот вывод — железистость 5,4 %. Показатель преломления хорошо коррелируется с железистостью: 1,5675 и 1,5710. Для обоих образцов характерна низкая степень окисления железа, что отличает их от антигоритов из антигорит-оливиновых пород.

Содержание магнетита в серпентинитах колеблется от первых десятых долей до 6 %, мода 1–2 %. Статистически количество магнетита в брусит-антигоритовых серпентинитах несколько меньше, чем в чисто антигоритовых (см. рис. 16), что связано, по-видимому, с перераспределением части железа в брусит, в котором его содержание заметно больше, чем в сосуществующем антигорите.

Содержание кальция и глинозема в пересчете на нормативный пироксен в апогарцбургитовых серпентинитах остается прежним. Кальций обычно концентрируется в гидродиопсиде, который в дальнейшем перекристаллизовывается в диопсид (см. рис. 21, Ж), реже в Са-гидрогранате. Впервые образование гидродиопсида, сосуществующего с антигоритом, показал Д. Д. Штейнберг (1978) на примере Баженовского массива. Ранее этот минерал ошибочно принимали за куммингтонит (Варлаков, 1977).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфизм ранней стадии

Режим флюидов. Характерный признак метаморфизма ранней стадии — равновесность хромшпинелида с другими продуктами метаморфизма, включая продукты ранней серпентинизации, поэтому можно

предполагать восстановительные условия раннего метаморфизма. Возможно, метаморфизм проходил в сухих условиях вплоть до времени образования тремолитовых гарцбургитов: сохранность ламелл клинопироксена и участков предраспадного состояния ортопироксеновых зерен свидетельствует о слабом перемещении вещества. Появление тремолита вызвано, по-видимому, тем, что температура гипербазитов в момент подъема в водонасыщенные горизонты была выше температуры серпентинизации и близка к температуре устойчивости ортопироксен-тремолитового парагенезиса. Количество воды, вероятно, было в избытке, содержание тремолита в породе определялось только количеством кальция. По мере дальнейшего подъема и остывания гипербазитов в момент достижения температуры ниже 300–350 °С прошла ранняя серпентинизация. Судя по плотности и содержанию воды с учетом железистости оливина степень серпентинизации отвечала фации Желтой Сопки (Штейнберг, Чашухин, 1978). Отсутствие карбонатных фаз в продуктах серпентинизации показывает, что количество CO₂ в водном флюиде не превышало 0,5 мол. % при давлении 2 кбар (Johannes, 1969).

Температура. Прямая зависимость между содержанием извести и количеством ортопироксена предполагает существование на ранних этапах истории гипербазитов массива гарцбургитов, ортопироксен которых содержал около 3 % CaO. В тот период клинопироксен еще не выделился в самостоятельную фазу, поэтому вероятная температура образования гарцбургитов была не менее 1200 °С (Boyd, Schairer, 1964).

Температура тремолитизации гарцбургитов оценивалась по коэффициенту распределения магния и железа между сосуществующими оливином и ортопироксеном. Предварительно по литературным данным мы убедились в том, что содержание глинозема в ортопироксене не влияет на величину этого коэффициента. Для оценки температуры была использована диаграмма Сэка (Sack, 1980), учитывающая влияние железистости оливина на зависимость между K_d и температурой. K_d двух образцов тремолитовых гарцбургитов 1440 и 1640 колеблется незначительно: 1,10–1,14 (рис. 22). При железистости оливина соответственно 9,8 и 9,2 температура равновесия близка к 920–970 °С.

Полученные данные не согласуются с экспериментами Дженкинса (Jenkins, 1983) по устойчивости тремолита в равновесии с форстеритом: максимальная температура равновесия по его данным не превышает 850 °С. Разница расчетных температур объясняется, по-видимому, тем, что не было достигнуто полного равновесия ассоциации оливин + ортопироксен + тремолит. Можно предполагать, что нижний темпе-

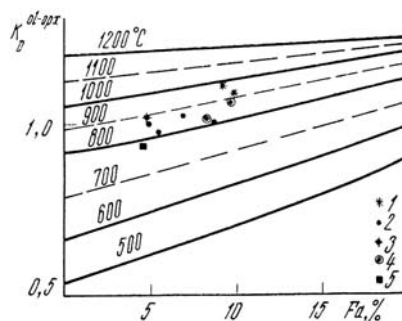


Рис. 22. Температуры равновесия оливина и ортопироксена: диаграмма Сэка (Sack, 1980).

1 — тремолитовые гарцбургиты дунит-гарцбургитового комплекса; 2 — энстатит-форстеритовые породы; 3 — сагвандиты; 4 — магнизикуммингонит-тальк-оливиновые породы; 5 — энстатит-форстеритовая порода Альп (Trommsdorf, Evans, 1969).

ратурный предел образования диопсидсодержащих гарцбургитов был не ниже 970 °С, а верхний предел образования тремолита не выше 850 °С при давлении около 4 кбар.

Давление. Альпинотипные гарцбургиты, судя по составу хромшпинелидов, формировались в условиях шпинелевой фации (Штейнберг, Чашухин, 1983), т. е. при давлении выше 7–9 кбар. Тремолит при избытке оливина и отсутствии хлорита устойчив при давлении не более 9 кбар (Jenkins, 1983). Серпентинизация, если судить по низким значениям температуры, полученным по изотопному составу кислорода и водорода (Покровский, Чашухин, 1982), проходила в условиях низких давлений.

Метаморфизм поздней стадии

Зональный динамотермальный метаморфизм

Динамотермальный метаморфизм гипербазитов на примере Альп детально изучен Тромсдорфом и Эвансом (Evans, Trommsdorf, 1970; Trommsdorf, Evans, 1974). В отличие от гипербазитов Рай-Иза, альпийские гипербазиты в результате регионального и контактового метаморфизма изменены совместно с вмещающими породами пелитового, основного и карбонатного составов. *PT*-условия метаморфизма вмещающих пород достаточно полно изучены и могут быть распространены на заключенные в них гипербазиты. Геологические данные хорошо согласуются с результатами экспериментов в системе $MgO - SiO_2 - H_2O$, дополненными расчетами для *Ca*-содержащих парагенезисов (Trommsdorf, Evans, 1974). Сопоставление данных показало хорошее совпадение, но имеются следующие различия. В антигоритовых серпентинитах и оливин-антигоритовых породах Рай-Иза отсутствует хлорит как равновесная фаза; в антигоритовых серпентинитах *Ca*-содержащим минералом является гидродиопсид, а не диопсид; широко развиты оталькованные разности гарцбургитов.

Режим флюидов. Динамотермальный метаморфизм, несомненно, сопровождается отчетливо выраженной дегидратацией исходных серпентинизированных гипербазитов. В осевой зоне развития метаморфизма первого этапа проявлен углекислый метасоматоз, приведший к образованию саггандитов. Тромсдорф и Эванс объясняют сухость метаморфизма повышенным парциальным давлением CO_2 (Trommsdorf, Evans, 1974).

Падение железистости сосуществующих силикатов, растворение хромшпинелида и образование магнетита указывает на окислительную обстановку в момент формирования продуктов метаморфизма.

Температура. Для оценки температуры метаморфизма было использовано распределение железа между оливином и ортопироксеном (Sack, 1980). Геотермометр Сэка был нами проверен на данных химического анализа состава сосуществующих оливина и ортопироксена из энстатит-форстеритовых сланцев Вал Кама, Восточные Лепонтинские Альпы (Trommsdorf, Evans, 1969). Тромсдорф определил величину давления, при котором метаморфизовались совместно с гипербазитами вмещающие породы, около 4 кбар (Trommsdorf, 1968). Тромсдорф и Эванс, основываясь на экспериментах в системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ (Fawcett, Yoder, 1966), установили, что этому давлению соответ-

ствуется температура 780 °С, что совпадает с результатами использования геотермометра Сэка (см. рис. 22).

Мы располагали составами сосуществующих оливинов и ортопироксенов из одного образца сагвандита, из трех — магнезиокуммингтонит-энстатит-форстеритовых и двух — магнезиокуммингтонит-талк-оливиновых пород. Результаты расчета температур укладываются в интервал 810–890 °С. Верхняя граница интервала может быть снижена до 820 °С — максимальной для поля устойчивости хлорит-тремолит-оливинового парагенезиса (Jenkins, 1983). С учетом данных Тромсдорфа и Эванса эта температура может рассматриваться как верхняя температурная граница образования магнезиокуммингтонитсодержащих пород массива.

Следует обратить внимание на специфические метаморфические образования, широко развитые во внешней зоне второго этапа зонального метаморфизма и неизвестные в Альпах, — оталькованные гипербазиты. Процесс оталькования затронул как первичные гипербазиты, так и продукты динамотермального метаморфизма первого этапа. Обращает внимание избирательность процесса: тальк замещает ортопироксен, хлорит и магнетит — хромшпинелид. Брусит-серпентинитовый парагенезис остается без изменения, замещаясь только в участках развития талька и хлорита. Это позволяет предположить низкую температуру оталькования, близкую к температуре устойчивости ассоциации серпентина и брусита.

Метаморфизм с образованием антигорита

По-видимому, следует разделить во времени и пространстве образование массивных тремолитсодержащих оливин-антигоритовых пород и диопсидсодержащих сланцев. Последние в подавляющем большинстве образуются не по массивным войкаритам, а по оталькованным гарцбургитам. Возможно, что массивные породы являются одним из продуктов зонального метаморфизма — этот вывод следует из анализа схематической геологической карты массива, построенной А. П. Казаком и Ю. Е. Молдавандцевым («Петрология...», 1977), и по нашим данным (см. рис. 18). По данным Тромсдорфа и Эванса (Trommsdorf, Evans, 1974), ассоциация оливин + антигорит + тремолит изофациальна со ставролитом из вмещающих пелитовых пород, который, в свою очередь, отвечает эпидот-амфиболитовой фации V_3 («Петрология...», 1977; «Фации...», 1970).

Оливин-антигоритовые сланцы развиты в северной части массива и пространственно связаны постепенными переходами с полосой антигоритовых и брусит-антигоритовых серпентинитов. Выделенный нами третий этап метаморфизма поздней стадии относится к оливин-антигоритовым сланцам, а не к массивным войкаритам. Можно предполагать становление этих пород в течение одного процесса, но при разном соотношении общего давления и давления воды. Действительно, по содержанию воды эдукты и продукты сланцевой войкаритизации практически не отличаются, брусит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты же требовали для образования дополнительно большое количество воды. Разница давлений общего и воды в участках развития оливин-антигоритовых сланцев снижала температуру оливин-антигоритового равновесия до температур устойчивости ассоциации антигорита

и брусита. Вероятно, этому способствовала бластокатаклазитовая природа войкаритовых сланцев. Результатом соотношений этих видов давления при постоянстве температуры может быть, с одной стороны, часто наблюдаемая незавершенность оливин-антигоритизации, с другой — появление в войкаритах парагенезиса антигорита и брусита.

Изофациальные с альпийскими антигоритовыми серпентинитами минералы вмещающих пород пелитового состава представлены хлоритом и биотитом (Trommsdorf, Evans, 1974). Оба минерала имеют широкие поля устойчивости по температуре и давлению и без знания точного химического состава не позволяют установить температурную фацию («Петрология...», 1977). По-видимому, она соответствует границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ

Для многих альпинотипных массивов мира установлено наличие зональности, выражающейся в том, что внизу залегают дуниты, выше — перидотиты, верхнюю часть разреза слагают плагиоклазовые лерцолиты и габбро³ (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Павлов и др., 1968; Савельев, Савельева, 1977; Савельева, 1977; Hiessleitner, 1952; Petraschek, 1957; Jackues, 1982). Снизу вверх в породах отмечается последовательное увеличение содержания Ca, Al, Si, Fe, Mg, в пироксенах возрастает содержание Al, Ti, Na, в силикатах возрастает железистость, а в хромшпинелидах уменьшается отношение Cr/Al (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Jackues, 1982).

В гипербазитах массива Рай-Из, в которых первичные минеральные ассоциации большей частью не сохранились, содержание и соотношения химических компонентов в разрезе осложнены многоэтапными проявлениями метаморфизма, без специальных исследований трудно выявить фациальные особенности первичных гипербазитов и изменчивость их в разрезе. Для решения вопросов, связанных с реставрацией первоначального состава гипербазитов, требуется применение петрохимического метода. При этом наиболее информативными признаками для характеристики метаморфических процессов и восстановления первоначального состава гипербазитов являются содержания нормативных орто- и клинопироксенов, Al₂O₃, CaO.

Пересчет на нормативный состав производился по стандартной методике. Исключение составил подсчет содержаний хромшпинелидов. Он выполнялся по количеству окиси хрома в породе (на безводный состав) с учетом средних составов аксессуарных хромшпинелидов в альпинотипных дунитах и гарцбургитах (Царицын, 1974). Для дунитов учитывалось все количество окиси хрома в породе, для гарцбургитов содержание нормативного хромшпинелида рассчитывалось исходя из положения, что в состав хромшпинелида входит только $\frac{2}{5}$ всего содержания окиси хрома, остальные $\frac{3}{5}$ принадлежат пироксену.

Для петрохимических исследований использовались лишь те анализы, для которых имелись достоверные данные о принадлежности к определенной метаморфической фации и привязке к породной ассоциации (уровню геологического разреза), за исключением серпентинитов, для которых это выявить не удастся. Всего использовано 516 силикатных анализов горных пород.

³ Эта зональность часто интерпретируется как отражение вертикального разреза.— (Прим. ред.)

Применение петрохимического метода для восстановления первичного минерального состава гипербазитов правомочно только для тех разностей, метаморфические преобразования которых носили изохимический характер. Для доказательства изохимичности процессов метаморфизма были проанализированы особенности распределения нормативных орто- и клинопироксенов, Al_2O_3 , CaO в метаморфитах – продуктах различных этапов регрессивного и прогрессивного метаморфизма.

Исходные гипербазиты – диопсидсодержащие гарцбургиты и продукты их регрессивного метаморфизма ранней стадии (диопсидовые, тремолитовые гарцбургиты и их серпентинизированные разности) – наименее изменены. В них сохраняются структурно-текстурные особенности ранних ультраосновных пород, первичные соотношения главных компонентов – $SiO_2 : Al_2O_3 : (FeO + MgO) : CaO$. Это согласуется с результатами изучения серпентинизации перидотитов других альпинотипных массивов Урала (Штейнберг, 1960; Штейнберг, Чашухин, 1977).

В раннюю стадию на массиве метаморфизованы средне-крупнозернистые дуниты. Выделение среди дунитов фациальных аналогов метаморфизованным гарцбургитам не всегда возможно, так как дуниты нередко сохраняются в виде слабометаморфизованных будин среди метаморфизованных гарцбургитов, особенно это касается внешних зон зонального метаморфизма. В группу средне-крупнозернистых дунитов, помимо регрессивно метаморфизованных, входят дуниты, ассоциирующие с оталькованными гарцбургитами. В целом средне-крупнозернистые дуниты могут рассматриваться как продукты изохимических метаморфических изменений.

Как уже отмечалось, сопоставление равновесных минеральных ассоциаций, возникших в результате метаморфизма поздней стадии с исходными гипербазитами и продуктами метаморфизма ранней стадии, показало, что большей частью их формирование сопровождалось изменением химизма ранних гипербазитов. Так, продукты внутренних частей зонального метаморфизма первого и второго этапов (энстатит-форстеритовые, тремолит-магнезиокуммингтонит-оливиновые, тремолит-талк-оливиновые породы) характеризуются устойчивым снижением содержания нормативных пироксенов, Al_2O_3 и CaO (рис. 23, 24). Сходный характер распределения указанных компонентов устанавливается для ассоциирующих с апогарцбургитовыми метаморфитами внутренних зон мелкозернистых и мелко-среднезернистых аподунитовых оливинитов. Что касается гигантозернистых дунитов, залегающих в обрамлении внутренней зоны метаморфизма второго этапа и ассоциирующих с тремолит-талк-оливиновыми породами, то они по распределению нормативных пироксенов, Al_2O_3 , CaO почти не отличаются от средне-крупнозернистых дунитов (рис. 25).

Геологически вынос глинозема и окиси кальция и увеличение отношения $RO' : SiO_2$ (уменьшение количества нормативных пироксенов) в ультраосновных метаморфитах первого и второго этапов подтверждаются образованием жил энстатититов, актинолититов, слюдистых плагиоклазитов.

Среди продуктов зонального метаморфизма наименее изменены оталькованные гарцбургиты, характеризующиеся незавершенностью метаморфических процессов. Распределение в этих породах нормативных пироксенов, Al_2O_3 и CaO сходно с перидотитами, метаморфизованными в первую стадию.

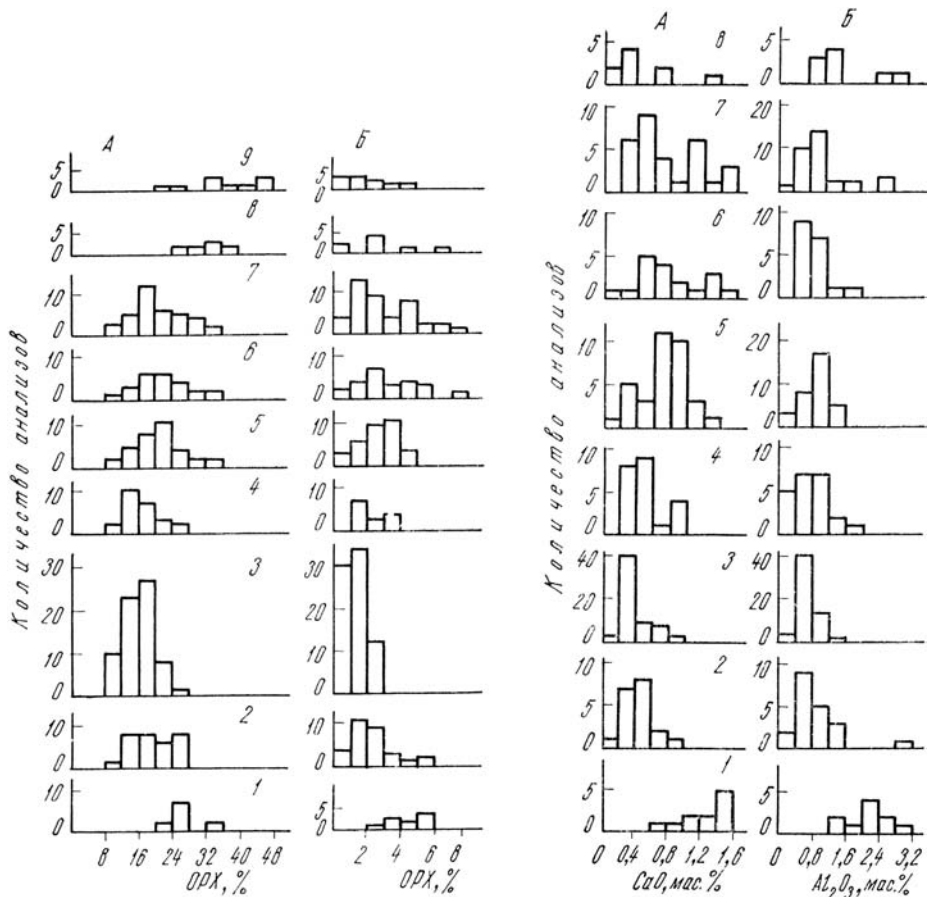


Рис. 23. Гистограммы содержаний нормативных ортопироксена (А) и клинопироксена (Б) в метаморфизованных гарцбургитах.

1, 2 — первая стадия метаморфизма; 3—9 — вторая стадия метаморфизма: 3—6 — I и II этап, 7 — III этап, 8, 9 — IV этап. 1 — гарцбургиты диопсидовые; 2 — гарцбургиты тремолитовые; 3 — энстатит-форстеритовые породы; 4 — магнезиокуммингтонит-талк-оливиновые породы; 5 — гарцбургиты оталькованные; 6 — войкариты; 7 — оливин-антигоритовые сланцы; 8 — серпентиниты брусит-антигоритовые; 9 — серпентиниты антигоритовые, лизардитовые.

Рис. 24. Гистограммы содержаний окиси кальция (А) и окиси алюминия (Б) в метаморфизованных гарцбургитах.

1—8 — то же, что на рис. 23.

Войкариты и антигорит-оливиновые сланцы характеризуются высокими содержаниями нормативных пироксенов, в особенности клинопироксена, СаО и Al_2O_3 . Анализ содержаний названных компонентов по породным ассоциациям гипербазитов показывает, что максимальные значения и наибольший разброс содержаний устанавливается для ассоциации ГШПД (свыше 10%), что противоречит данным по гипербазитам, метаморфизованным в раннюю стадию. Кроме того, в антигорит-оливиновых сланцах и войкаритах намечается тенденция к снижению модальных величин анализируемых компонентов в направлении уровня, установленного для тремолит-талк-оливиновых, энстатит-форстеритовых пород (см. рис. 23, 24). Высокие вариации содержаний

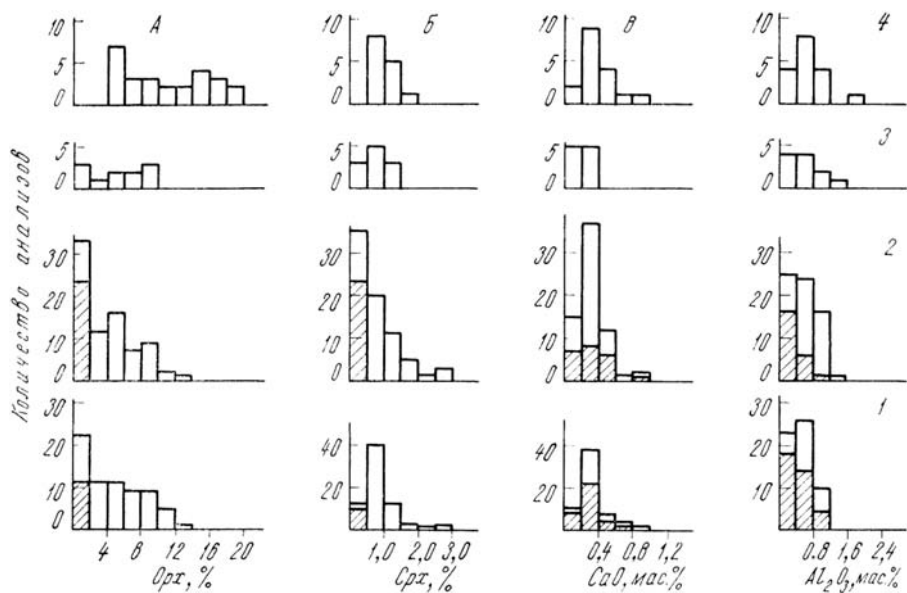


Рис. 25. Гистограммы содержаний нормативных ортопироксена (А), клинопироксена (Б), окиси кальция (В) и окиси алюминия (Г) в дунитах.

1 — дуниты средне-крупнозернистые; 2 — дуниты (оливиниты) гигантозернистые; 3 — оливиниты мелкозернистые; 4 — серпентиниты брусит-антигоритовые аподунитовые. Заштрихованные участки — околорудные дуниты.

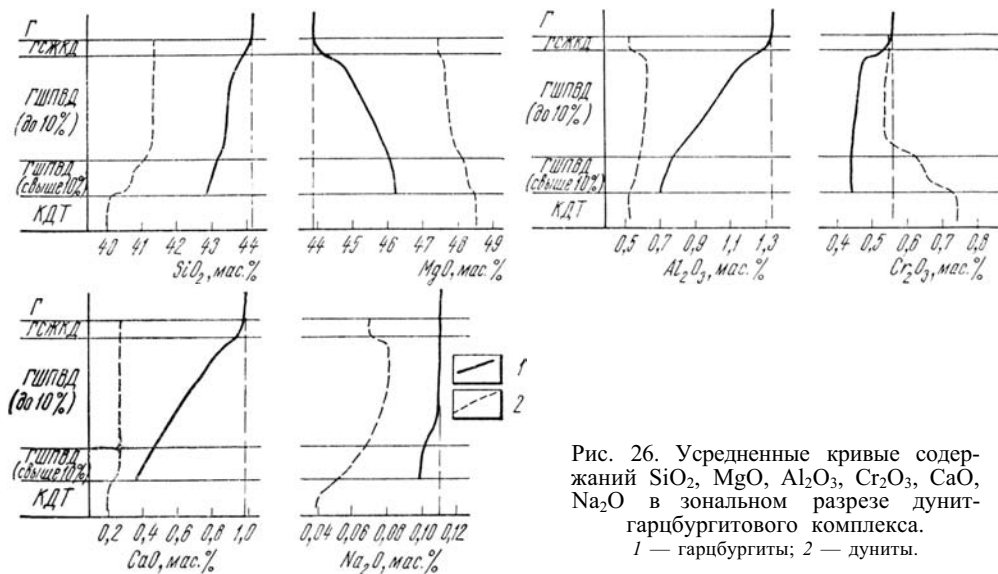


Рис. 26. Усредненные кривые содержаний SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO , Na_2O в зональном разрезе дунит-гарцбургитового комплекса.

1 — гарцбургиты; 2 — дуниты.

Таблица 5

Средний химический состав первичных гипербазитов массива Рай-Из, мас. %

Компонент	1 *	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,18	43,48	42,92	41,36	41,34	40,77	40,08	39,27
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	1,33	0,98	0,73	0,53	0,61	0,56	0,52	0,38
Cr ₂ O ₃	0,56	0,46	0,44	0,55	0,54	0,65	0,74	0,38
Fe ₂ O ₃	3,87	3,92	3,56	4,30	3,89	3,78	3,38	2,80
FeO	4,62	4,56	5,24	4,95	5,03	5,20	6,12	5,94
MnO	0,12	0,12	0,13	0,15	0,13	0,12	0,13	0,13
CoO	0,019	0,016	0,016	0,014	0,016	0,017	0,016	0,023
NiO	0,26	0,29	0,24	0,34	0,31	0,26	0,23	0,26
MgO	43,90	45,34	46,15	47,42	47,72	48,26	48,50	50,45
CaO	0,99	0,68	0,42	0,28	0,28	0,28	0,21	0,32
Na ₂ O	0,11	0,11	0,10	0,07	0,08	0,06	0,04	0,03
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	—
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
P ₂ O ₅	0,013	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
CO ₃	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
SO ₂	0,32	0,21	0,21	—	0,22	—	—	—
H ₂ O	0,60	0,57	0,56	—	0,65	0,57	0,61	—
П.п.п.	7,89	6,94	6,36	7,84	6,84	6,39	4,72	6,70
FeO'	8,10	8,09	8,44	8,82	8,53	8,60	9,16	8,46
Нормативный состав								
CrSp	0,56	0,40	0,40	1,07	1,06	1,28	1,47	0,77
Ol	71,7	77,5	81,8	90,1	90,4	93,6	97,1	99,2
Opх	24,2	19,4	16,2	7,7	7,4	4,0	0,6	—
Cpx	3,8	2,7	1,6	1,1	1,1	1,1	0,8	—

* 1—3 — гарцбургиты: 1 — из зон Г и ГСЖД (65 ан.), 2 — из подзоны ГШПД (до 10 %; 41 ан.), 3 — из подзоны ГШПД (свыше 10 %; 25 ан.); 4—8 — дуниты: 4 — из зон Г и ГСЖД (14 ан.), 5 — из подзоны ГШПД (до 10 %; 27 ан.), 6 — из подзоны ГШПД (свыше 10 %; 32 ан.), 7 — из КДТ (25 ан.), 8 — околородные (22 ан.).

нормативных пироксенов, Al₂O₃, CaO в этих породах могут быть объяснены локальной дифференциацией вещества в процессе прогрессивного метаморфизма с сохранением среднего состава в целом по разрезу.

Продукты четвертого этапа поздней стадии метаморфизма — брусит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты (как апогарцбургитовые, так и аподунитовые) — резко отличаются от других метаморфитов повышенным содержанием нормативного ортопироксена, что указывает на нарушение при метаморфизме отношения RO'/SiO₂.

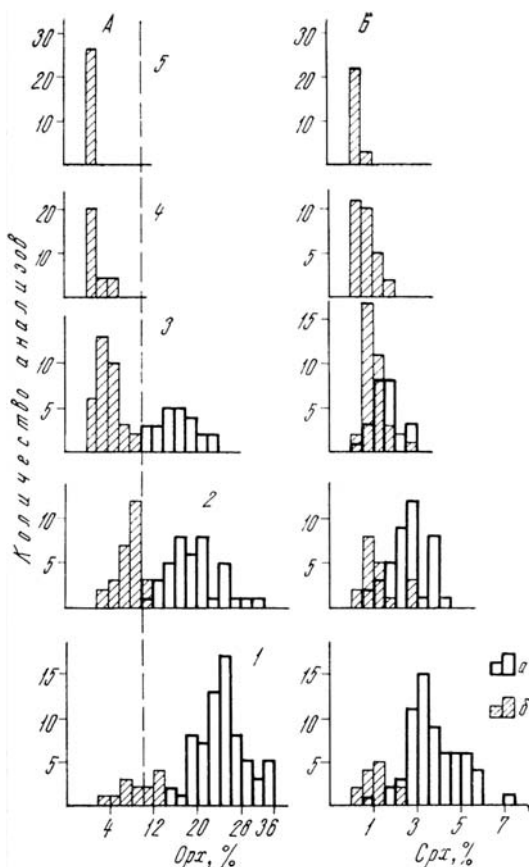
Из приведенного анализа химического состава ультраосновных метаморфитов можно сделать вывод, что для восстановления первичного состава гарцбургитов могут быть использованы, кроме диопсидсодержащих и тремолитовых гарцбургитов, только оталькованные гарцбургиты, а дунитов — средне-крупнозернистые и гигантозернистые разновидности, метаморфические преобразования которых носили изохимический характер. Формирование других ультраосновных метаморфитов происходило с нарушением первичного состава.

Химические анализы ультраосновных пород, метаморфизм которых протекал в условиях изохимизма, были использованы для изучения

Рис. 27. Гистограммы содержаний нормативных ортопироксена (А) и клинопироксена (Б) в гипербазитах. 1 — зоны Г и ГСЖД; 2 — подзона ГШПД (до 10 %); 3 — подзона ГШПД (свыше 10 %); 4 — зона КДТ; 5 — околорудные участки; а — гарцбургиты; б — дуниты.

фациальных особенностей первичных гипербазитов в ряду от зоны Г к зоне КДТ. Зональность в строении первичных гипербазитов имеет статистический характер, границы между отдельными зонами выделяются условно по изменению состава гарцбургитов, соотношению их с дунитами и по количеству дунитовой составляющей. Изучение такого ряда зональности возможно только путем группирования и статистической обработки химических анализов по зонам разреза. В первую группу объединены анализы по зонам Г и ГСЖД, характеризующимся однотипным составом гарцбургитов и жильным характером дунитов. Зона ГШПД разделена на две подзоны: первая, граничащая с зоной ГСЖД, характеризуется низким содержанием дунитовой составляющей (до 10 %); вторая подзона отвечает разрезу с повышенным содержанием дунитовой составляющей (свыше 10 %). Четвертая группа химических анализов характеризует зону КДТ, завершающую зональный разрез гипербазитов. Кроме того, в самостоятельную группу выделены околорудные дуниты, залегающие в непосредственном экзоконтакте хромитовых тел.

Для каждой из выделенных групп подсчитаны средние химические составы гарцбургитов и дунитов (табл. 5, рис. 26), построены гистограммы распределения Al_2O_3 , CaO , нормативных орто- и клинопироксенов в гарцбургитах и дунитах каждой группы (рис. 27). В ряду зональности от зоны Г к зоне КДТ выявляется последовательное уменьшение содержаний Si, Al, Ca, Na, нормативных орто- и клинопироксенов и, с другой стороны — рост содержаний Mg, Fe. Особенно отчетливо эти закономерности проявляются для гарцбургитов. От зоны Г до подзоны ГШПД (дуниты составляют свыше 10 %) ясно устанавливается последовательное сокращение содержания Si, Al, Ca, Cr, нормативных орто- и клинопироксена, увеличение содержания Mg. Изменчивость состава гарцбургитов в пределах зоны ГШПД установлена впервые благодаря расчленению этой зоны на две подзоны по содержанию дунитовой составляющей.



Изменения состава дунитов по разрезу подчиняются закономерностям, выявленным для гарцбургитов. От зоны Г в направлении КДТ при последовательном росте содержания дунитов в разрезе происходит снижение содержаний SiO_2 , нормативного ортопироксена и рост содержаний MgO , Cr_2O_3 . Менее отчетливо, чем для гарцбургитов, проявляется в этом же направлении тенденция снижения содержаний Al_2O_3 , нормативного клинопироксена. Количество CaO в дунитах сохраняется постоянным во всех зонах.

В сосуществующих гарцбургитах и дунитах естественная разграничительная линия по содержанию нормативного ортопироксена смещается от зоны к зоне. В ассоциации ГСЖД эта линия проходит по 14 % нормативного ортопироксена, в подзоне ГШПД (дунитов до 10 %) она смещается к 10–12 %, в подзоне ГШПД (дунитов свыше 10 %) отвечает 10 % ортопироксена, совпадая с границей между гарцбургитами и дунитами, принятой в современных классификациях («Классификация...», 1981).

Особое место по составу занимают околорудные дуниты, которые характеризуются минимальными содержаниями Si, Al, Cr, Fe, максимальным – Mg, минимальной железистостью, отсутствием нормативных орто- и клинопироксена. В ряду зональной изменчивости околорудные дуниты отличаются от дунитов других групп аномально низким содержанием Cr_2O_3 (0,38 %) и повышенным – CaO . Такие особенности состава околорудных дунитов объясняются, по нашему мнению, тем,

Таблица 6

Состав главных разновидностей ультрабазитов Кемпирсайского (А) и Войкаро-Сыньинского (Б) массивов (по И. А. Малахову, 1980), мас. %

Компонент	Дуниты		Дунито-гарцбургиты		Гарцбургиты	
	А	Б	А	Б	А	Б
SiO_2	41,05	39,85	43,73	44,73	44,69	44,58
TiO_2	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Al_2O_3	0,71	0,82	1,28	0,75	1,98	1,08
Cr_2O_3	0,54	0,68	0,36	0,40	0,41	0,43
Fe_2O_3	5,17	5,90	4,43	4,74	3,74	1,22
FeO	5,21	4,21	3,94	4,61	4,61	7,87
MnO	Не опр.	0,12	Не опр.	0,12	Не опр.	0,15
MgO	46,21	49,05	44,51	44,20	42,56	43,23
NiO	0,29	0,12	0,30	0,13	0,31	0,20
CoO	0,02	Не опр.	0,02	Не опр.	0,019	Не опр.
CaO	0,65	0,13	1,28	0,54	1,50	1,13
Na_2O	0,07	0,09	0,09	0,11	0,11	0,07
K_2O	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06	0,03
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
FeO'	9,86	9,52	7,93	9,36	7,98	9,97
Колич. анализов	4	9	23	7	13	3
	Н о р м а т и в н ы й с о с т а в					
<i>Ol</i>	95,4	99,8	81,2	80,6	72,1	73,3
<i>Orx</i>	2,8	—	15,1	17,8	23,7	22,6
<i>Crx</i>	1,8	0,2	3,7	1,6	4,2	4,1

что они являются продуктом биметасоматического взаимодействия хромитовых руд и вмещающих дунитов. Околорудные дуниты образуют каймы вокруг рудных тел мощностью доли метра, реже 1–2 м. При биметасоматическом замещении Fe, Al, Cr мигрировали из дунитов в хромитовые руды, а навстречу им перемещались Mg, Ca.

Химический состав гипербазитов массива Рай-Из был сопоставлен с составом главных разновидностей ультрабазитов Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов (табл. 6). Эти два массива существенно различаются по более высокому содержанию CaO, Al₂O₃ в дунито-гарцбурггитах и гарцбурггитах Кемпирсайского массива.

Гарцбурггиты зон Г и ГСЖД по составу сходны с гарцбурггитами Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов. По содержанию Al₂O₃ они занимают промежуточное, а по содержанию CaO наиболее низкое положение среди гарцбурггитов сравниваемых массивов.

Гарцбурггиты зоны ГШПД по составу соответствуют дунито-гарцбурггитам, по И. А. Малахову (1980). По содержанию Al₂O₃ и CaO гарцбурггиты подзоны ГШПД (дунитов до 10 %) являются промежуточными между дунит-гарцбурггитами Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов, а гарцбурггиты подзоны ГШПД (дунитов свыше 10 %) очень сходны с дунито-гарцбурггитами Войкаро-Сыньинского массива.

Дунитам Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов по составу более всего отвечают дуниты подзоны ГШПД (дунитов свыше 10 %) и КДТ.

На основе сравнения можно сделать вывод, что гипербазиты массива Рай-Из по составу очень близки к ультрабазитам Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов и типичны для альпинотипных дунит-гарцбурггитовых комплексов. По содержанию Al₂O₃ и CaO в перидотитах массив Рай-Из ближе к Войкаро-Сыньинскому. Являются ли более низкие содержания Al₂O₃ и CaO в гипербазитах массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский по сравнению с Кемпирсайским массивом результатом первичных отличий или вызваны наложенными процессами метаморфизма, сказать трудно. Принимая во внимание, что петрохимические особенности ультрабазитов массива Рай-Из изучались нами по породам, слабо изохимически метаморфизованным, мы склонны считать, что более низкие содержания Al₂O₃ и CaO в ультраосновных породах массива Рай-Из отражают первичные индивидуальные особенности его строения.

Выявленная статистическим методом изменчивость состава гарцбурггитов и дунитов в разрезе дунит-гарцбурггитового комплекса массива Рай-Из в целом обнаруживает зональность, характерную для многих альпинотипных массивов мира.

Глава V
ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРО

В последнее десятилетие резко возрос интерес к породам мантийного происхождения – ультрабазитам и ассоциирующим с ними базитам. Исследования стали проводиться с использованием петроструктурного анализа, начало им положено специалистами франко-американской школы геологов (Nicolas et al., 1971, 1973; Carter, 1971; Boudier, 1976; Mercier, 1975; Darot, Boudier, 1975 и др.), а несколько позднее – советскими геологами в алтае-саянском, уральском и других регионах (Гончаренко, 1976; Гончаренко и др., 1979; Меляховецкий, 1977; Савельев, Савельева, 1980). Фактически старая методика микроструктурного (петроструктурного) анализа была возрождена на качественно новой основе, с использованием современных представлений о закономерностях поведения минералов и горных пород при пластической деформации.

С учетом современных требований, структурное изучение вещества, претерпевшего динамометаморфизм, должно включать исследование таких вопросов, как пластическая деформация минералов, деформационные микроструктуры и ориентировка минералов. Лишь при этом условии реально успешное решение структурных и петрологических проблем эволюции мантийного вещества.

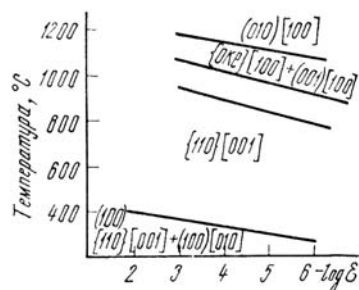
ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ МИНЕРАЛОВ

Краткий обзор состояния проблемы

Установлено, что вещество мантии находится в твердопластичном состоянии и способно течь при определенных P T -условиях. Новые данные, базирующиеся на изучении микроструктур ультрабазитов в ксенолитах из базальтов, кимберлитов и в альпинотипных гипербазитах (лерцолитового и гарцбургитового типа) позволяют детализировать эти представления. Мы не будем подробно останавливаться на их рассмотрении, а отметим лишь главные моменты.

Результаты экспериментальных исследований по деформации породообразующих минералов в разном диапазоне P T -условий привели исследователей к выводу, что пластическое течение, запечатленное в реальных геологических объектах, осуществляется посредством внутризернового скольжения, синтетектонической рекристаллизации, возврата (полигонизации) и в меньшей мере межкристаллического скольжения; при

Рис. 28. Зависимость механизмов пластической деформации оливина от температуры и скорости деформации (Nicolas, Poirier, 1976).



этом какой-либо из механизмов может преобладать либо они действуют совместно (Ave Lallemand, Carter, 1970; Carter, 1971, 1976; Nicolas et al., 1973; Raleigh, 1965, 1968, 1970; Zeuch, Green, 1984). Наиболее характерно проявлены эти процессы для оливина. При пластической деформации путем внутрикристаллического скольжения установлено, что с повышением температуры и (или) понижением скорости деформации происходит смена систем скольжения, выраженных в виде полос сброса или кинк-бандов, от $(110) [001]$ через $\{Ok\} [100]$ к $(010) [100]$ (рис. 28). Кроме того, Янг (Young, 1969) приводит сведения о высокотемпературной системе $(101) [010]$, полученной экспериментально при 1300°C ; в естественно деформированных оливинах она не отмечается. Некоторые исследователи (Щербаков, 1981) на основе анализа диаграмм ориентировки оливина считают возможной ее реализацию на ранних, высокотемпературных, этапах деформации гипербазитов.

Рекристаллизация оливина, как установлено экспериментально, начинается с области, превышающей температуру начала скольжения на 100°C , при этом существенное значение имеет скорость деформации, понижение которой на один порядок создает такой же эффект, как возрастание ее на 50°C . Под синтетической рекристаллизацией, в отличие от посттектонической, понимается процесс образования в течение деформации новых, свободных от напряжений, зерен (необластов) путем создания и миграции большеугловых границ. Выделяются миграционная рекристаллизация (миграция большеугловых границ), рекристаллизация вращения («in situ»), когда каждая из сторон кристалла от стационарной малоугловой границы испытывает относительное вращение до тех пор, пока не переходит в большеугловую, и их комбинации (Ave Lallemand, Carter, 1970; Poirier, Nicolas, 1975; Vernon, 1981).

Пластическое течение может осуществляться и механизмом возврата или полигонизации (Raleigh, Kirby, 1970), при котором происходит выстраивание краевых дислокаций одного знака в полигонизационные стенки, отделяющие свободные от напряжений участки зерна и имеющие небольшую разориентацию. Температурный интервал этого процесса попадает в область между скольжением и рекристаллизацией.

Энстатит, как менее пластичный минерал, в отличие от оливина деформируется обычно сбросообразованием по единственной системе $(100) [001]$. Рейли (Raleigh, Kirby, 1970), опираясь на экспериментальные данные, показал, что при заданной скорости деформаций существует критическая температура, ниже которой скольжение сменяется трансформацией в клиноэнстатит. В сравнении с оливином рекристаллизация энстатита выражена слабее; образующиеся мелкие зерна могут заметно отличаться ориентировкой от первичного зерна.

Клинопироксен деформируется механическим двойникованием преимущественно по системе $(100) [001]$, которая является более высокотемпературной по сравнению с двойниками скольжения по $(001) [100]$ (Raley, Talbot, 1967).

Амфибол, по экспериментальным данным, деформируется трансляционным скольжением по системе (100) [001] при температуре 600–750 °С и скорости деформации 10^{-5} с⁻¹ (Dollinger, Blasic, 1974), а при большем значении скалывающего напряжения наблюдается механическое двойникование по (101) [101].

Плагиоклаз образует двойники по альбитовому и периклиновому законам совместно со скольжением преимущественно в плоскости (010). Деформация скольжением и двойникованием при температуре 800 °С, P 10 кбар и $\dot{\epsilon} \sim 2 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹ была достигнута в экспериментах для плагиоклазов практически всех составов (Borg, Heard, 1969).

Кварц деформируется сравнительно легко с образованием волнистого угасания и деформационных пластин, обычно наклоненных под углом 10–30° к (0001). При низкой температуре и высокой скорости деформации кварц испытывает базальное скольжение, а при повышенной температуре и низкой скорости деформации – комбинации базального и призматического скольжения (Tullis et al., 1973). Синтектоническая рекристаллизация кварца играет такую же важную роль, как и скольжение.

Пластическая деформация минералов в ультрабазитах

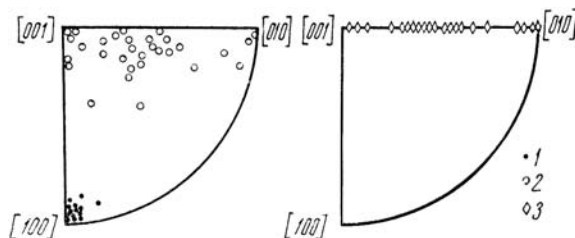
Деформация оливина посредством внутризернового трансляционного скольжения фиксируется практически во всех разновидностях пород, содержащих этот минерал. Микроскопически скольжение проявляется в развитии полос сброса в пределах отдельных зерен, которые представляют разориентированные блоки кристалла, повернутые вдоль некоторой оси (ось вращения), лежащей в плоскости скольжения, т. е. в плоскости наибольшей ретикулярной плотности. Полосы сброса в оливине по своей морфологии различны; в одном случае границы их прямолинейны между соседними блоками и расположены под небольшим углом друг к другу, хотя при большом размере зерен видно, что границы крайних полос нередко составляют между собой значительный угол. В другом случае можно наблюдать, что субблоки сами имеют сложное строение, обусловленное развитием в них полос сброса «второго» порядка, часто клиновидной формы. Наконец, встречаются полосы сброса, имеющие границы неправильной, изогнутой конфигурации, обусловленные их локальной миграцией (аналогично процессу зазубривания в ходе рекристаллизации).

Определение систем скольжения в оливине производилось по методике, предложенной Рейли и Картером (Raleigh, 1968; Carter, Raleigh, 1969), основанной на замерах элементов полос сброса; таким способом определялось направление скольжения (t), ось вращения (R) и плоскость скольжения (T). Результаты этих измерений вынесены на диаграмму (рис. 29), из которой следует, что скольжение в оливине реализуется в основном по системе { $Ok\bar{l}$ } [100]; в единичных случаях система скольжения была определена как (100) [001]. Ряд полос сброса в одних и тех же образцах дает равноправные системы { $Ok\bar{l}$ } [100] и (010) [100], т. е. здесь последняя система развивается как частный случай первой, хотя в других образцах можно встретить ее в самостоятельном виде.

Рекристаллизация в пределах массива получила широкое распространение и выражается в «замещении» первично крупнозернистого

Рис. 29. Стереографическая проекция элементов полос сброса.

1 — полосы границ полос сброса (направления скольжения); 2 — оси вращения блоков; 3 — полосы плоскостей скольжения.



агрегата оливиновых зерен (порфинокластов), имеющих часто произвольную конфигурацию, агрегатом или цепочками зерен значительно меньшего размера без признаков деформированности.

Рекристаллизация обычного типа (синтектоническая, по Ave Lalle-mant, 1970) представлена мелкими субизометричными необластами, развивающимися вдоль границ и стыков зерен либо вдоль границ полос сброса. При этом наблюдается «зубчатость» деформированных зерен и вычленение новых без следов деформации, меньших по размеру, чем порфинокласты (средний размер 0,06–0,20 мм, до 0,40–0,50 мм). Контуры зерен обычно плавные, прямые, характерны также тройные сочленения зерен (под углом около 120°) на стыках соседних индивидов. По оптическим свойствам такой оливин почти не отличается от деформированного. Наблюдались группы необластов, которые имели очень близкую ориентировку и «прослеживались» в деформированное зерно, представляя собой пример рекристаллизации *in situ*.

Оливин, сходный с описанным, но более крупный (0,5–1,0 мм и более), нередко с полосами сброса, типичен для гарцбургитов юго-восточной и северо-западной части массива. Мы рассматриваем этот оливин как проторекристаллизованный, т. е. предшествующий массовой рекристаллизации и, вероятно, образованный в условиях более низких скоростей деформации.

Кроме этих двух типов рекристаллизованного оливина, в центральной части массива отмечаются ультрабазиты так называемой «зоны метаморфизма», оливин которых по своей морфологии идентичен описанным (размер зерен достигает 0,2–0,4 мм). Его отличительные черты — свежий (не затронутый серпентинизацией) облик, несколько повышенная магнезиальность (?), а в плане ориентировки — распычатость петроструктурного узора, которая, впрочем, отмечается для большинства сильно рекристаллизованных пород.

Довольно редко встречается еще одна разновидность оливина (размер 0,04–0,10 мм), который наблюдается в виде сквозных агрегатов по полосам и трещинам, пересекающим все зерна в шлифе (рис. 30).

Необласты оливина в широких полосах обычные, а в узких трещинах имеют отчетливое удлинение, составляющее угол до 85° с простираем последних. Подобный оливин встречен только в пегматоидных дунитах, приуроченных к участкам повышенных напряжений в структуре массива.

Энстатит образует в ультрабазитах три морфоструктурных типа. Первый тип — крупные зерна неправильно-изометричной формы (размером до 3–5 мм), с признаками деформации (выраженными слабее, чем в оливине) в виде единичных полос сброса, которые относятся к системе скольжения (100) [001]. Второй тип — мелкие рекристаллизованные зерна, группирующиеся вокруг крупных или рассеянные в оливиновой матрице. Форма мелких зерен меняется от субизометричной до



Рис. 30. Трещинный тип рекристаллизации в дунитах. Шл. 383. Ник. +.

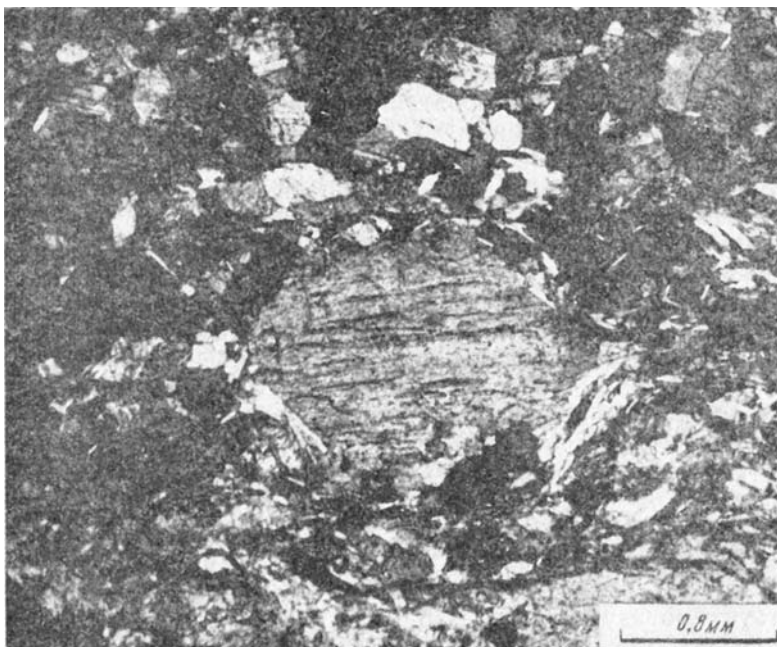


Рис. 31. Порфирокластез зерен диопсида в клинопироксените. Ник. +.

неправильно-вытянутой. Третий тип заметно отличается от предыдущих большим размером (до первых сантиметров) зерен, часто «ситовидной» структурой, обусловленной включениями зерен оливина и других минералов, а также субблоковым, как бы «спаянным» строением. По сути дела — это типичные порфириобласты, образованные в результате вторичной собирательной перекристаллизации, в которых иногда отмечаются признаки скольжения.

Хромшпинелид, несмотря на то что является относительно пассивным минералом в процессе деформации, различен в морфоструктурном отношении. Форма его меняется от неправильной в кластерных скоплениях с энстатитом и диопсидом до идиоморфной, субизометричной или слабо вытянутой — в рекристаллизованных агрегатах. Размеры его также варьируют, но в целом стабильнее, чем у других минералов.

Клинопироксен в породах дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса обнаруживает признаки волнистого угасания и структуры пластического изгиба; он также подвергается рекристаллизации с образованием более мелкозернистого агрегата, в котором наблюдаются тройные сочленения под углом 120° (рис. 31).

Пластическая деформация минералов в габброидах

Амфиболы деформированы не повсеместно, но там, где наблюдаются, они обнаруживают волнистое угасание, вытянуты вдоль системы сланцеватости и расчленены на части. Разрывы зерен сопровождаются пластическим изгибом по краям образовавшихся субзерен (рис. 32), иногда индивиды роговой обманки оказываются складчато деформированными (рис. 33) и по краям рекристаллизованы. Деформация индивидов роговой обманки также осуществлялась трансляцией смежных блоков вдоль системы спайности и их расщеплением с образованием своеобразных микроборозд скольжения (рис. 34).

Плаггиоклазы, находящиеся в ассоциации с амфиболами, обнаруживают полисинтетическое двойникование с ориентировкой трещин кливажа и двойниковых полос под углом 45° к их удлинению (рис. 35). Отмечается волнистое угасание и расчленение индивидов плаггиоклаза на блоки серийей ступенчатых разрывов, ориентированных субнормально к системе полисинтетического двойникования по альбитовому закону, сопровождающиеся микросдвигами (рис. 36); нередко вдоль этих разрывов индивиды плаггиоклаза интенсивно рекристаллизованы (рис. 37), как и по краям зерен.

Кварц в мономинеральном агрегате представлен вытянутыми зернами с зазубренными очертаниями границ размером $0,35 \times 0,1$ мм. Внутри зерен кварца проявляется четко выраженная система полос излома, ориентированная под углом 90° к их удлинению. Однако границы этих полос обозначены не резко, а фиксируются плавным волнистым погасанием смежных участков в пределах каждого зерна. По границам кварцевых индивидов располагаются мелкие рекристаллизованные зерна (размером $0,01 - 0,1$ мм) с резко отличающейся оптической ориентировкой.

Наблюдаемые на уровне отдельных минералов деформационные процессы в породах этого комплекса позволяют отнести его к классу тектонитов, но более низкотемпературного уровня, соответствующего условиям амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

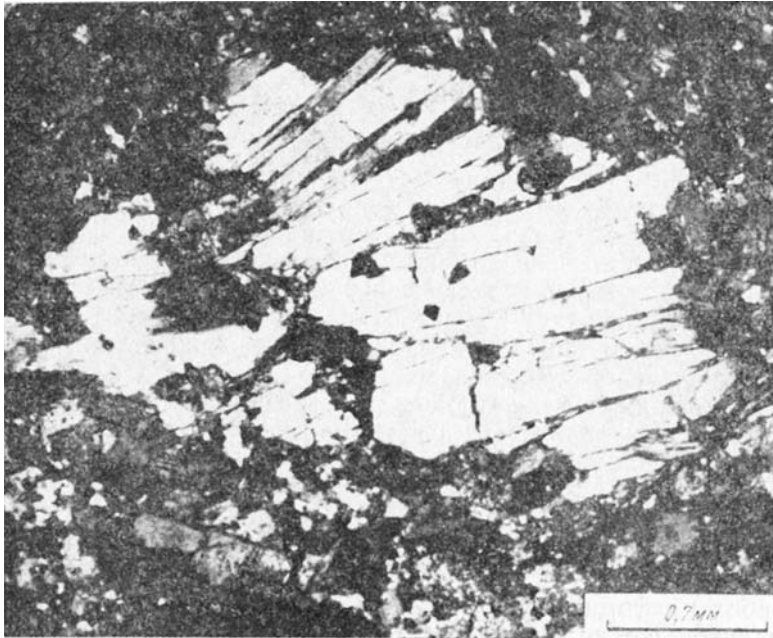


Рис. 32. Расщепление зерна роговой обманки вдоль системы спайности.
Ник. +.



Рис. 33. Изгиб зерна роговой обманки в полосчатом амфиболите.
Ник. +.

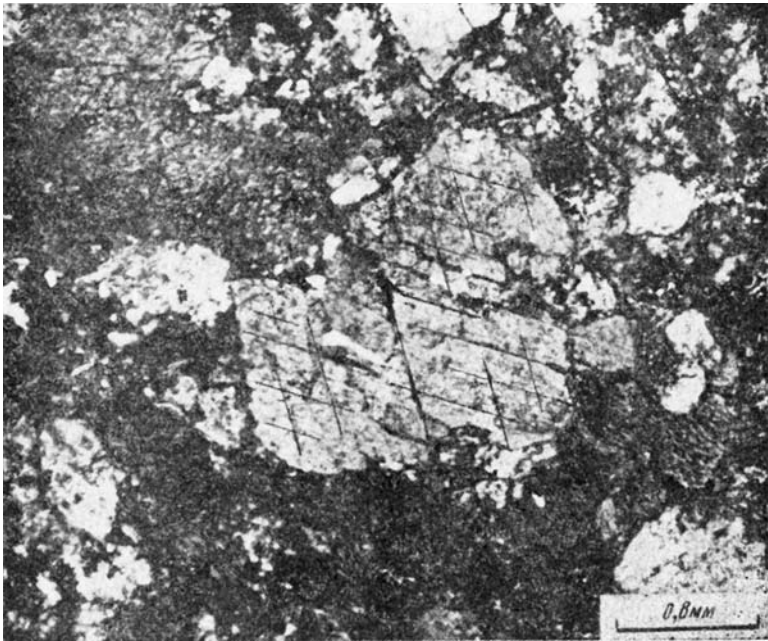


Рис. 34. Раскалывание зерна роговой обманки по спайности в разрезе [001]. Ник. +.

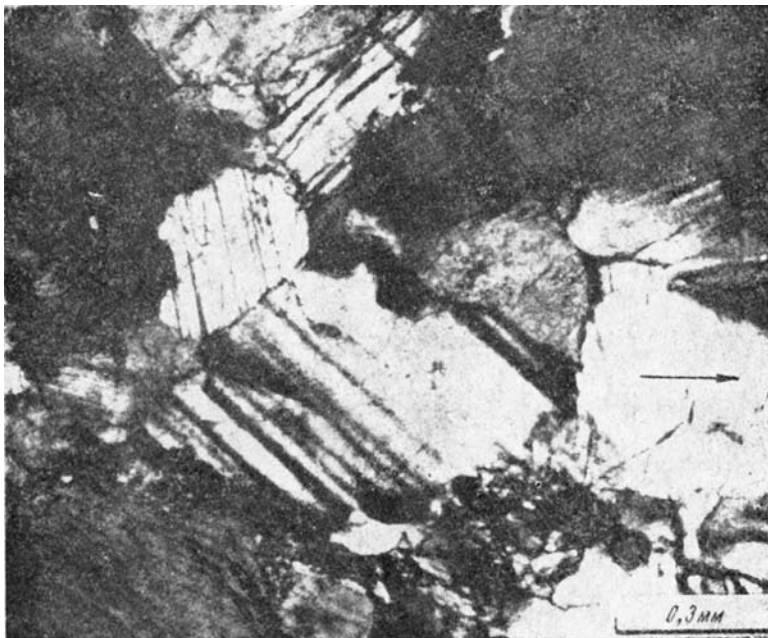


Рис. 35. Деформированное зерно плагиоклаза. Система полисинтетического двойничкования ориентирована под углом к удлинению зерна плагиоклаза. Стрелкой показано направление кристаллизационной сланцеватости амфиболита. Ник. +.

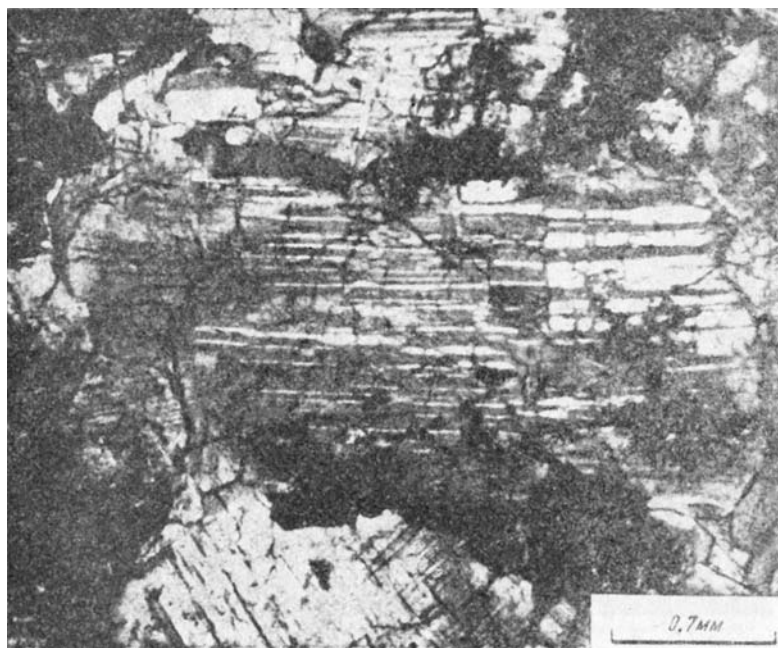


Рис. 36. Микросдвиг в крупном зерне плагиоклаза. Ник. +.

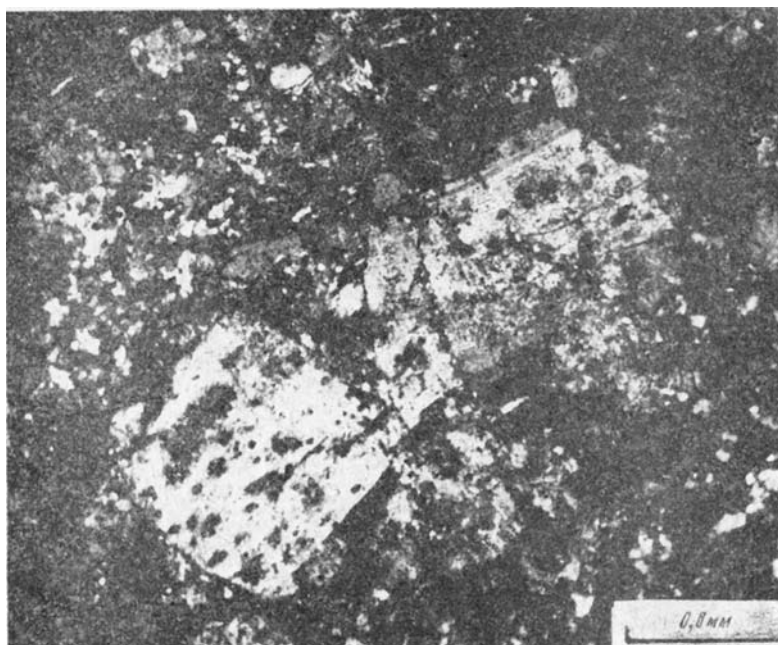


Рис. 37. Деформация крупного индивида плагиоклаза. Ник. +.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ПОРОД

Типы микроструктур в ультрабазитах

Изучение микроструктур ультрабазитов (Шмелев, 1981) в пределах массива показало их неоднородность и позволило провести на этой основе схематическое расчленение пород комплексов. К настоящему времени появилась возможность уточнить эту схему, дополнив ее новым материалом.

Все разновидности микроструктур ультрабазитов (в классификации использованы главным образом микроструктуры гарцбургитов) объединены по времени их формирования в две группы: ранние и поздние. Ранние образовались в обстановке высоких температур и низких скоростей деформации (мантийный уровень), а поздние возникли в условиях умеренных и низких температур и более высоких скоростей деформации (мантийно-коровый уровень).

Ранние микроструктурные типы

Протогранулярный тип (рис. 38, А). Структура характеризуется агрегатом крупных зерен оливина с извилистыми и прямолинейными контурами. Форма зерен различная, нередко удлинённая по оси Ng в соотношении 1:2 или 1:1,5 либо приближающаяся к субизометрической. Средний размер зерен оливина от 3 до 6 мм, редко более, но в дунитах, особенно крупно- и гигантозернистых, размер может достигать нескольких сантиметров. В зернах отчетливо выражены признаки пластической деформации, в виде волнистого угасания или полос сброса; последние возникают в результате внутризернового скольжения по системе $\{Ok\}$ [100]. Нередко присутствие спайности в оливине по трем направлениям: (100), (010), (001). Кроме крупных зерен оливина с признаками деформации отмечаются более мелкие, изометричные рекристаллизованные зерна, расположенные чаще всего по границам соседних индивидов. Количество таких зерен обычно составляет 5–10 % площади шлифа. Энстатит в структуре имеет ксеноморфные очертания, по размерам близок к оливину и тоже деформирован. Хромшпинелид обычно ксеноморфен.

Количественная оценка степени деформации (Салтыков, 1970) пород с протогранулярным типом структуры характеризуется минимальными значениями удельной поверхности (ϵS) и крайне низкой степенью ориентации (α_{op}) зерен (табл. 7).

Мезогранулярный (Протопорфирокластический, мезокластический) тип (см. рис. 38, Б). Тесно ассоциирует с протогранулярным, отличаясь от него структурой, представленной двумя морфологическими типами оливина, при сопоставимом размере зерен (0,5–3,0 мм). Оливин первой генерации имеет все признаки порфирокластов, а оливин второй – признаки типичных необластов (субгексагональность, тройные сочленения), только более крупных и частично деформированных.

Возникновение мезокластического структурного типа гипербазитов обусловлено повышением степени деформации пород, что находит выражение в значительном увеличении удельной поверхности зерен оливина (ϵS) и степени их ориентации (α_{op}) (см. табл. 7).

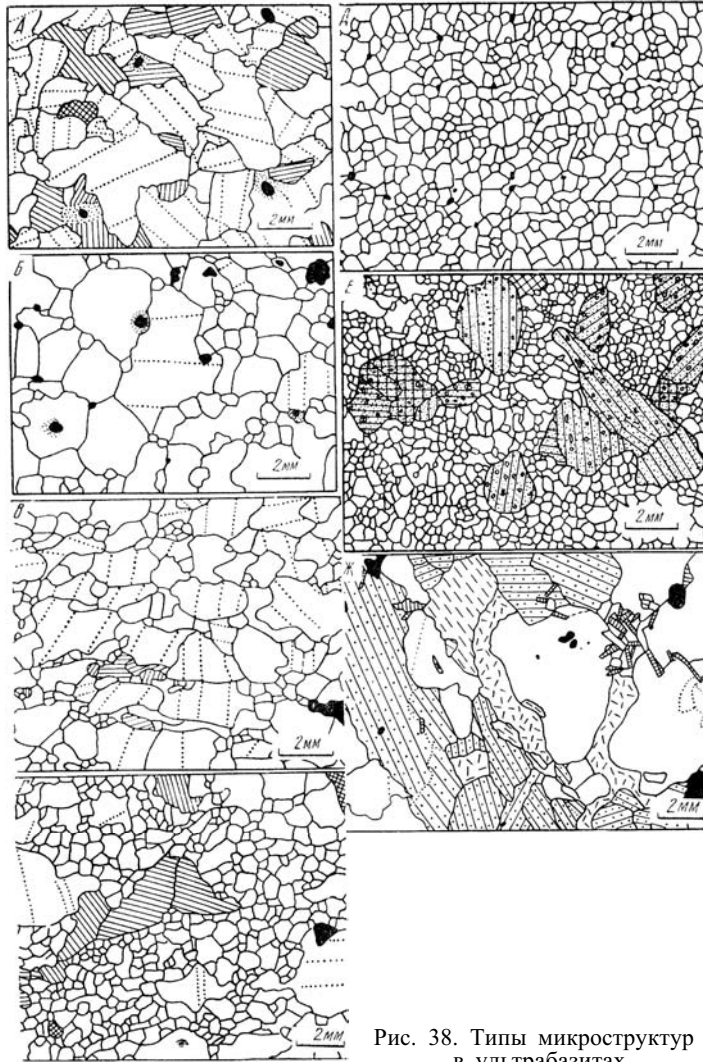


Рис. 38. Типы микроструктур в ультрабазитах.

A — протогранулярный (гарцбургит, шл. 138); *B* — мезогранулярный (дунит, шл. 377); *C* — таблитчатый (гарцбургит, шл. 428); *D* — мозаичный (дунит, шл. 1094B); *E* — порфириобластовый (гарцбургит, шл. 1108A); *F* — вторично протогранулярный (оливин-энстатитовая порода, шл. 171); *G* — вторично протогранулярный (оливин-энстатитовая порода, шл. 143). Белое — оливин, черное — хромшпинелид, параллельная штриховка — энстатит, штриховка с краем — вторичный энстатит, заштрихованные призмочки — клинохлор, неориентированные штрихи — мелкозернистые скопления энстатита, оливина и другие; элементы субблокового строения в оливине (энстатите) показаны пунктиром. *B, C, D* — зарисовки в плоскости, субперпендикулярной минеральной уплощенности оливина, хромита; *A, E, F, G* — зарисовки в плоскости, расположенной косо к полосчатости (уплощенности).

Поздние микроструктурные типы

«Таблитчатый» тип (см. рис. 38, В). Переходный между протогранулярным (мезогранулярным) и порфирикластическим. Его характерная особенность — наличие «кластической» матрицы (с небольшим содержанием необластов), в которую включены (но могут и отсутствовать) более крупные порфирикласты. Большинство зерен оливина имеют вытянутую форму (в соотношении 1:2 — 1:3). Интересно поведение хромита в этой структуре; если в предыдущих индивиды его имели неправильную форму, то здесь они отчетливо вытянуты согласно общему удлинению оливина, отражая большую интенсивность деформации. Энстатит обнаруживает ориентировку по форме, согласную с оливином и хромитом.

Порфирикластический тип (см. рис. 38, Г). Структура такого порядка представлена мелкозернистой недеформированной матрицей (необласты) оливина, в которой «плавают» более крупные деформированные порфирикласты. В отличие от протогранулярного типа, количество рекристаллизованных зерен в данной структуре составляет не менее 10–15 % площади шлифа. Средний размер порфирикластов 2–5 мм, необластов 0,2–0,5 мм.

Деформация порфирикластического оливина оптически выражается в сбросообразовании по $\{Ok\}$ $[100]$ и волнистом погасании индивидов, которые нередко подвергались рекристаллизации вдоль системы спайности (010). При этом порфирикласты оливина оказываются расчлененными на серию параллельно ориентированных субзерен.

В целом порфирикласты и основная масса рекристаллизованных зерен представляют собой тектонитовый тип структуры с сильно выраженной пространственной ориентировкой (рис. 39).

Образование порфирикластического типа структуры является результатом последовательного увеличения степени деформации пород и степени ориентации оливиновых индивидов (см. табл. 7). Присутствующий в тектонитах порфирикластического типа ромбический пироксен своими

Таблица 7

Удельная поверхность зерен минералов (εS) и степень их ориентации ($\sigma_{ор}$)

№ п. п.	№ обр.	n_1 , см ⁻¹	n_2 , см ⁻¹	n_3 , см ⁻¹	εS , см ² /см ³	$\varepsilon S_{из}$, см ² /см ³	$\varepsilon S_{лин}$, см ² /см ³	$\varepsilon S_{пл}$, см ² /см ³	$\alpha_{ор}$, %	$\alpha_{ор.лин}$, %	$\alpha_{ор.пл}$, %
1*	5/2	3,68	4,25	4,45	8,45	7,36	0,89	0,20	12,86	10,53	2,36
2	7/1	9,79	11,26	12,14	22,77	19,58	2,31	0,88	14,00	10,14	3,86
3	5/5	28,05	34,80	40,20	72,10	56,10	10,60	5,40	22,19	14,70	7,49
4	13/1	13,30	16,48	20,88	35,90	26,60	4,99	4,40	26,08	13,86	12,22
5	13/2	10,13	13,48	18,92	30,86	20,16	5,26	5,44	34,66	17,04	17,62
6	20/1	4,78	5,63	8,41	13,67	9,56	1,33	2,78	30,06	9,73	20,33
7	21/3	5,86	7,27	9,01	15,67	11,72	2,21	1,74	25,20	14,10	11,10
8	23/1	7,56	9,32	13,84	22,40	15,12	2,76	4,52	32,50	12,32	20,18
9	4/1	10,33	11,92	12,36	23,59	20,66	2,49	0,44	12,41	10,55	1,86
10	1/3	80,70	86,80	122,92	207,08	161,40	9,59	31,10	22,05	4,62	17,43

* 1–8 — оливин; 9 — клинопироксен; 10 — кварц. Среднее число пересечений границ зерен на 1 см длины: n_1 — секущих, параллельных оси ориентации; n_2 — секущих, вдоль средней оси ориентации; n_3 — секущих, перпендикулярных оси ориентации. Удельная поверхность зерен оливина: εS — общая; $\varepsilon S_{из}$ — изометричных зерен; $\varepsilon S_{лин}$ — линейно ориентировочных зерен; $\varepsilon S_{пл}$ — плоскоотно ориентированных зерен. Степень ориентации: $\alpha_{ор}$ — общая; $\alpha_{ор.лин}$ — линейно ориентированных зерен; $\alpha_{ор.пл}$ — плоскоотно ориентированных зерен.

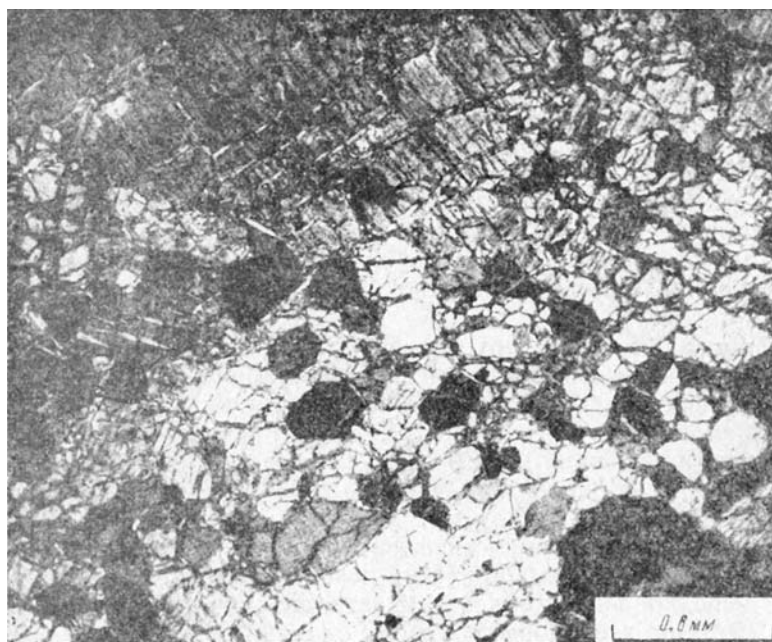


Рис. 39. Характер рекристаллизации протозерен оливина в дуните.
Ник. +.

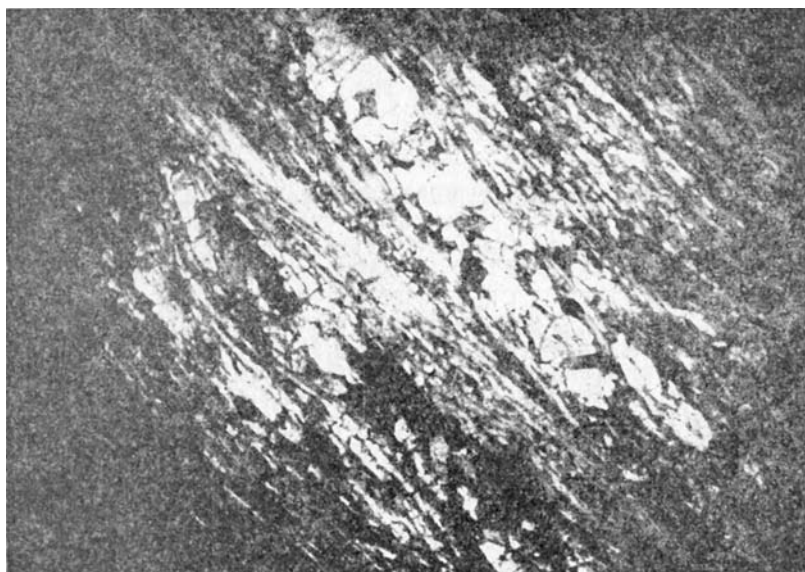


Рис. 40. Лейстовый тип микроструктуры, оливин-антигоритовая порода,
шл. 230.

контурами зерен приспосабливается к структуре течения оливина и частично рекристаллизуется.

Мозаичный тип характеризуется агрегатами равновесных ненапряженных зерен оливина размером 0,1–0,5 мм, возникших как результат рекристаллизации более крупных пластически деформированных индивидов. Иногда отчетливо проявляется слабо выраженное удлинение рекристаллизованных зерен (см. рис. 38, Д).

Максимальные значения удельной поверхности (ϵS) указывают на высокую степень деформации пород с мозаичным типом структуры. Степень ориентации зерен (α_{op}) оказывается ниже, чем для индивидов порфирокластического типа.

Особое положение в группе поздних типов деформационных микроструктур занимают микроструктуры, распространенные в центральной части массива (в метаморфической «зоне») и в зонах позднего расланцевания. Большею частью это комплексные микроструктуры, сочетающие новообразованные и ранние (реликтовые) элементы, однако отмечаются и микроструктуры, достигшие структурного равновесия.

Порфиробластовый тип (см. рис. 38, Е). В типичных образцах структура представляет собой гранобластовый (мозаичный) агрегат недеформированных зерен оливина (средний размер 0,2–0,4 мм) полигонально-угловатой (до гексагональной) формы, в который включены порфирокласты оливина (до 10–20%) и порфиробласты энстатита. Последний образует крупные, нередко сильно удлиненные зерна со слабой степенью ориентации и с включениями минералов матрицы; иногда в энстатите заметны признаки скольжения и блокирования. По степени ориентации оливиновой матрицы в нем можно выделить равнозернистый и таблитчатый подтипы.

Вторично протогранулярный тип (см. рис. 38, Ж). Наиболее типичен для оливин-энстатитовых пород и дунитов, ассоциирующих с ними. Для него характерна большая крупность зерен оливина и энстатита. Оливин образует неправильной формы индивиды, часто с плавными, заливообразными контурами (иногда прямыми), в основном без признаков деформированности, и содержит мелкие рассеянные зерна магнетита (?). Размер зерен 1–3 мм и более. Энстатит по всем признакам аналогичен таковому в порфиробластовом типе, но несколько крупнее и реже содержит включения оливина. Судя по наблюдениям в шлифах, процесс образования подобной микроструктуры сопоставим с процессом регенерации и образования вторичных микроструктур по схеме, предложенной Мерсье, Николя (Mercier, Nicolas, 1975).

«Лейстовый» тип (рис. 40). Особенность его строения – наличие агрегатов, сложенных вытянутыми лейстовидными зернами оливина, тремолита, антигорита или хлорита. Иногда отмечаются зерна оливина с первичной ориентировкой, которые расположены под углом к удлинению лейстовидных агрегатов, как бы обтекающих их. В некоторых образцах можно наблюдать формирование структуры лейстового типа за счет растаскивания первичных зерен вдоль плоскостей спайности. Сходная микроструктура, характеризующаяся распадом индивидов на серии параллельных пластинок, сдвинутых по трещинам спайности, отмечается под названием «паркетовидной» (Гончаренко, 1976). Породы с лейстовым типом структуры приурочены к линейным зонам позднего низкотемпературного метаморфизма и расланцевания и накладываются на все предыдущие типы.

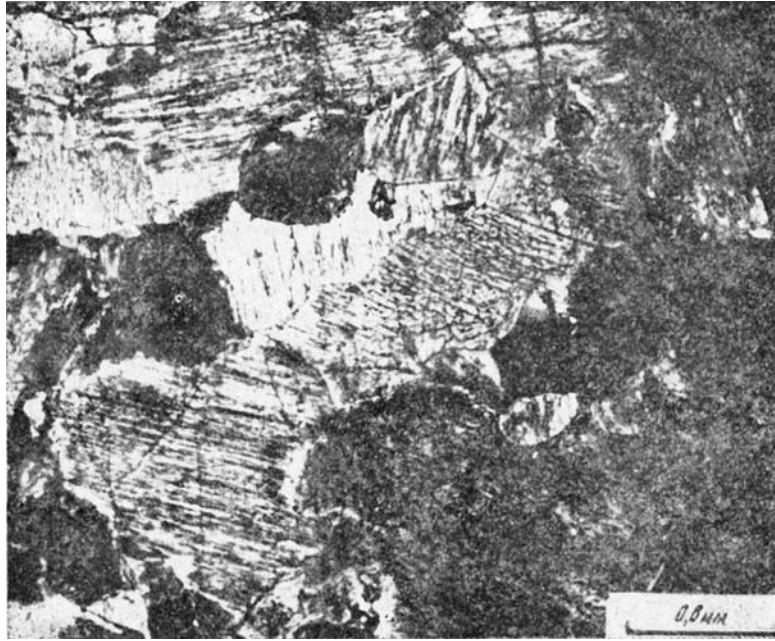


Рис. 41. Субпараллельная ориентировка зерен диопсида в клинопироксените (мезогранулярный тип структуры). Ник. +.

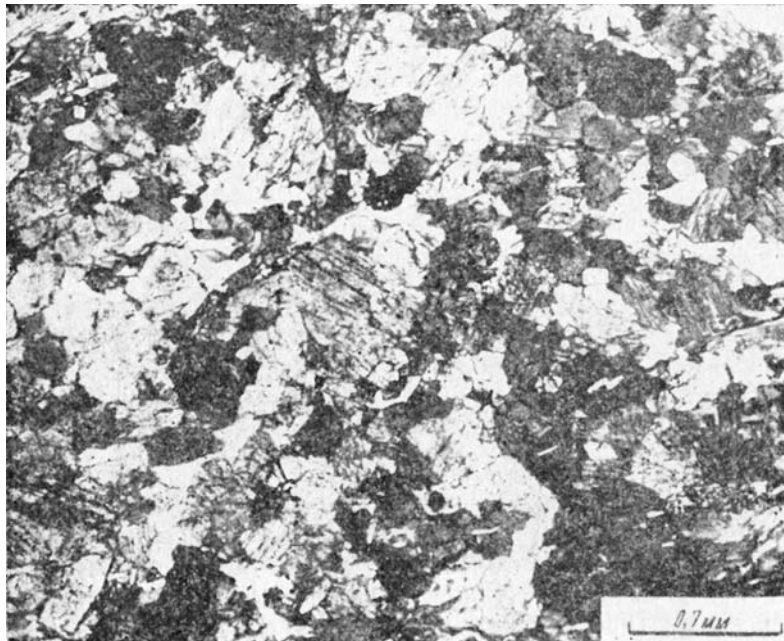


Рис. 42. Мозаичный тип структуры пироксенита. Ник. +.

Деформационные микроструктуры в дунит-верлит-клинопироксени-товом комплексе сходны с рассмотренной группой микроструктур. В дунитах преобладают протогранулярные, мезокластические типы, а в существенно клинопироксенитовых разностях можно выделить соответственно мезо- и порфирукластические типы.

Мезокластический тип представлен агрегатами волнисто угасающих зерен клинопироксена размером 2–5 мм по удлинению при ширине 1,5–2,0 мм. Вместе с индивидами, имеющими отчетливую ориентировку по форме ($l/h = 2,2$), отмечаются агрегаты с границами зерен, сочленяющимися в тройных точках под углом 120° (рис. 41).

Измеренная в клинопироксенитах удельная поверхность (ϵS) составляет $23,59 \text{ см}^2/\text{см}^3$ и хорошо сопоставляется со значениями ее для зерен оливина мезогранулярного типа в дунитах и гарцбургитах. Степень ориентации индивидов клинопироксена значительно меньше, чем для зерен оливина.

Порфирукластический тип возникает вследствие усиления деформации зерен мезокластического типа, в результате которой порфирукласты клинопироксена (2–3 мм) оказываются среди более мелкозернистого агрегата зерен (0,1–0,5 мм). Нередко порфирукласты и зерна основной массы имеют четко выраженную уплощенность и линейность, выражая тем самым структуру течения пород.

В порфирукластах пироксена постоянно наблюдаются признаки деформации – волнистое угасание и структуры пластического изгиба. Вследствие рекристаллизации клинопироксена на месте пластически деформированных порфирукластов возникает **мозаичный тип** структуры (рис. 42). В ходе этого процесса сначала разрушению подвергались периферические части порфирукластов с образованием слегка вытянутых субзерен, повернутых на $3\text{--}5^\circ$ относительно друг друга. С усилением деформации происходила полная разориентация этих субзерен и образование мозаичных агрегатов (Poirier, Nicolas, 1975), состоящих из автономных ненапряженных зерен, границы между которыми сходятся в точках под углом 120° . Возникновение подобных агрегатов можно связывать с достижением структурного равновесия в процессе деформации пород (Вернон, 1980).

Типы микроструктур в габброидах

Выделяются два микроструктурных типа: бластомилонитовый и порфиробластовый, которые в рамках указанной классификации соответствуют группам ранних и поздних структур.

1. Бластомилонитовый тип выделяется в полосчатых амфиболитах, представлен крупными деформированными зернами амфибола и плаггиоклаза (пластический изгиб, микросдвиги и т. п.) в мелкой рекристаллизованной матрице того же состава. Порфирукласты имеют средний размер 1,5–2,5 мм, необласты до 0,1–0,5 мм.

2. Порфиробластовый тип (рис. 43) характерен для габброидов зоны контакта с гипербазитами. Основная масса представлена гранонематобластовым агрегатом субпараллельно ориентированных зерен роговой обманки и плаггиоклаза (размер 0,5–0,8 мм), на фоне которых выделяются крупные призматические индивиды (размер 2×1 мм) роговой обманки. В порфиробластах амфибола нередко заключены зерна рудного минерала, которые также рассеяны по всей массе породы. Сла-

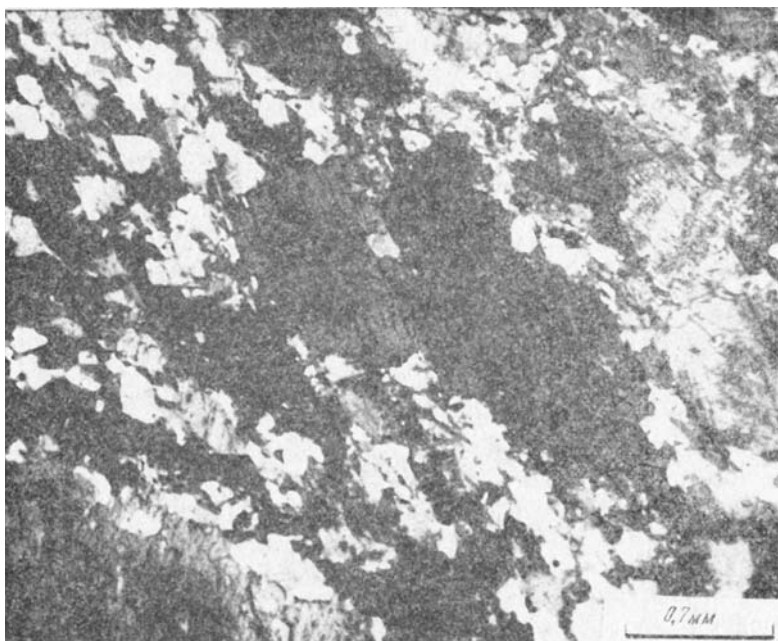


Рис. 43. Косое направление спайности в роговой обманке по отношению к кристаллической сланцеватости амфиболита. Ник. +.

гающие амфиболиты минеральные компоненты находятся в структурном равновесии и не содержат признаков пластической деформации.

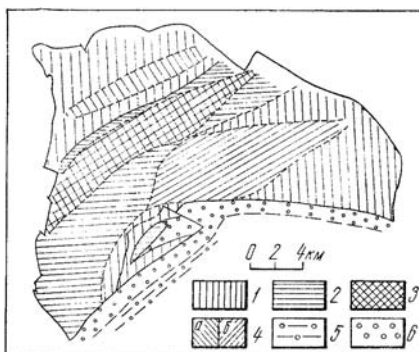
Закономерности локализации деформационных микроструктур

Попытки восстановления динамометаморфической зональности с использованием типов микроструктур и размера зерен оливина предпринимались на ряде массивов ультрабазитов, но подобные исследования, судя по литературным данным, проводятся редко и ограничиваются объектами с довольно простым строением. Например, в массиве Ланцо (Италия) зональность, связанная с высокотемпературным пластическим течением, была откартирована с использованием размеров зерен оливина (Nicolas et al., 1973; Boudier, 1976), а в массиве Маунт-Альберт (Канада) — по типам микроструктур (MacGregor, 1976). В Билинском массиве (Тува) зональность была установлена с использованием обоих параметров (Меляховецкий, 1977). Имеются указания на существование деформационной неоднородности в ультрабазитах массива Вуринос (Ross et al., 1980), Тэйбл Маунтин (Girardeau, Nicolas, 1981) и др.

Трактовка выявляемой динамометаморфической зональности различна, что вполне естественно, если учитывать разную тектоническую позицию гипербазитов. Так, зональность в лерцолитовых массивах объясняется пластическим течением мантийного вещества при его диапировом подъеме, с активным участием милонитизации в верхних горизонтах. В гарцбургитовых массивах возникновение зональности интерпретируется как следствие неоднородной деформации в литосферных усло-

Рис. 44. Схема динамометаморфической зональности (по типам деформационных микроструктур) в ультрабазитах и габбро.

1 — ассоциация микроструктур этапов деформации D_1 — D_2 (протогранулярные, мезогранулярные типы); 2 — ассоциации микроструктур этапа деформации D_3 (таблитчатые, порфиоропластические, мозаичные типы); 3 — ассоциации микроструктур этапа высокотемпературного порфиробластеза (порфиробластовые, вторично протогранулярные типы); 4 — ассоциация микроструктур этапа деформации D_4 (а — «лейстовые», б — мелкозернистые мозаичные, порфиоропластические типы); 5, 6 — макроструктуры в габбро: 5 — бластомилонитовые, 6 — порфиробластовые.



виях, возможно связанной с изгибом пластины офиолитов (Меляховецкий, 1977).

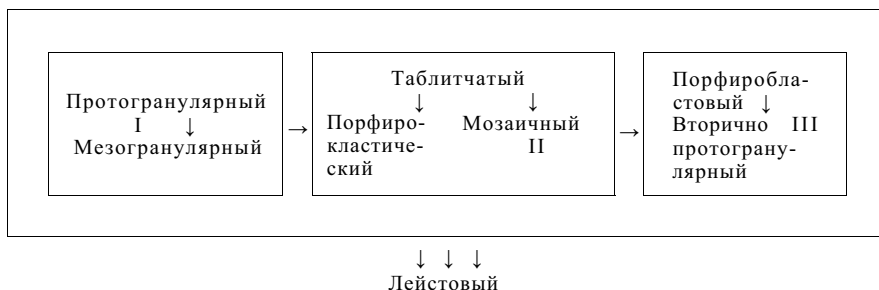
Динамометаморфическая зональность, установленная в массиве Рай-Из по типам микроструктур (рис. 44), связывается нами с особенностями внутреннего строения, которое обусловлено сочетанием разноэтапной складчатости и течения вещества в линейных зонах.

Ранние типы микроструктур (протогранулярные, мезогранулярные) преимущественно распространены в северной и восточной частях массива, в которых откартированы такие складчатые структуры, как Верхнесобская и Кэрдоменшорская. В пределах данных структур отмечается приуроченность мезогранулярных типов к участкам максимальной концентрации напряжений.

Поздние типы микроструктур (таблитчатые, порфиоропластические, мозаичные) распространены в центральной части массива, которая, как показывают результаты структурного анализа, отвечает ядерной области гигантской мегаскладки. Порфиробластовые типы микроструктур «маркируют» зону максимальных скальвающих деформаций на границе северного крыла структуры и ядерной части; при этом осевая часть зоны сложена комплексом пород, характеризующихся вторично протогранулярным типом микроструктуры. Лейстовые типы приурочены к зонам хрупко-пластичного низкотемпературного течения, возникающим на поздних этапах деформаций.

Наблюдаемая в пределах массива деформационная зональность — следствие проявления складчатых пластических деформаций. При этом образованные на ранних этапах слабдеформированные типы микроструктур впоследствии претерпевают полный цикл структурных преобразований.

Исходя из имеющихся данных, схему эволюции деформационных типов микроструктур можно представить в следующем виде:



Таким образом, на первых двух этапах (I, II) происходит последовательное разрушение микроструктур (от протогранулярных до мозаичных), обусловленное увеличением степени деформации. Процесс последовательного разрушения сопровождается ростом удельной поверхности возникающих при этом новых индивидов.

В конце второго этапа в условиях установившегося в породах структурного равновесия деформация невозможна (режим всестороннего давления). Подобная инверсия *PT*-параметров приводит к собирательной рекристаллизации энстатита и в меньшей степени оливина, что обуславливает возникновение существенно нового типа микроструктур (порфириобластовых, вторично протогранулярных) в указанной части массива.

На примере ультрабазитов массива Рай-Из, в отличие от других известных нам массивов, можно наблюдать фактически весь набор микроструктур замкнутого деформационного цикла. В ультрабазитах «полосчатого» комплекса деформационная картина более простая. Преобладание здесь протогранулярно-мезогранулярных типов микроструктур указывает на то, что породы не претерпели интенсивных деформаций. Последние фиксируются только в зоне бластомилонитизации и течения (см. рис. 44), синхронной с таковой в габброидах, и обуславливают появление сильнодеформированных порфирокластических типов.

Существование двух типов микроструктур в габброидах, исходя из пространственного положения, которое они занимают (бластомилонитовый тип – на удалении от контакта, порфириобластовый – в непосредственной близости от контакта с ультрабазитами), позволяет предположить, что первый – это реликтовый деформационный тип, а второй – более поздний, возникший в спокойной обстановке, сменившей интенсивные деформации в зоне контакта. На последнее обстоятельство указывает присутствие реликтовых микроструктур порфирокластического типа в порфириобластовых амфиболитах.

Разнообразие типов микроструктур в ультрабазитах и габброидах свидетельствует о продолжительности процесса структурно-вещественной эволюции офиолитов, который осуществлялся в широком диапазоне температур и давлений.

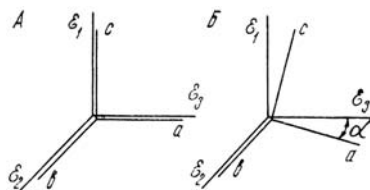
ОСОБЕННОСТИ ОРИЕНТИРОВКИ МИНЕРАЛОВ В УЛЬТРАБАЗИТАХ

Использование микроструктурного анализа в ультрабазитах показывает целесообразность его применения, несмотря на относительную трудоемкость метода. Во многом это стало возможным благодаря установлению зависимости между ориентировкой минералов и механизмами пластической деформации в ультрабазитах. Такого рода зависимость была подтверждена экспериментами по деформации оливина в различных *PT*-условиях (Nicolas et al., 1973; Nicolas, Poirier, 1976; Raleigh, 1965, 1968; Chopra, Paterson, 1981). Выявленные закономерности позволяют давать практически однозначную интерпретацию петроструктурных диаграмм.

Как известно, ориентировка минералов может быть выражена по форме (линейно-плоскостная) и строению (ориентировка осей оптической индикатрисы), поэтому при ее изучении мы использовали серию (не менее трех) ориентированных в пространстве срезов (шлифов). Оптическую ориентировку определяли в горизонтальных срезах, а положение уплощенности и линейности – во взаимно перпендикулярных

Рис. 45. Взаимоотношение осей эллипсоида напряжений и кинематических осей при пластической деформации.

А — режим невращательного течения; Б — режим вращательного течения.



(линейность измеряли в плоскости уплощенности)¹. Ориентировку изучали отдельно для оливина, энстатита и хромшпинелида, но предпочтение естественно отдавалось оливину, как наиболее информативному минералу.

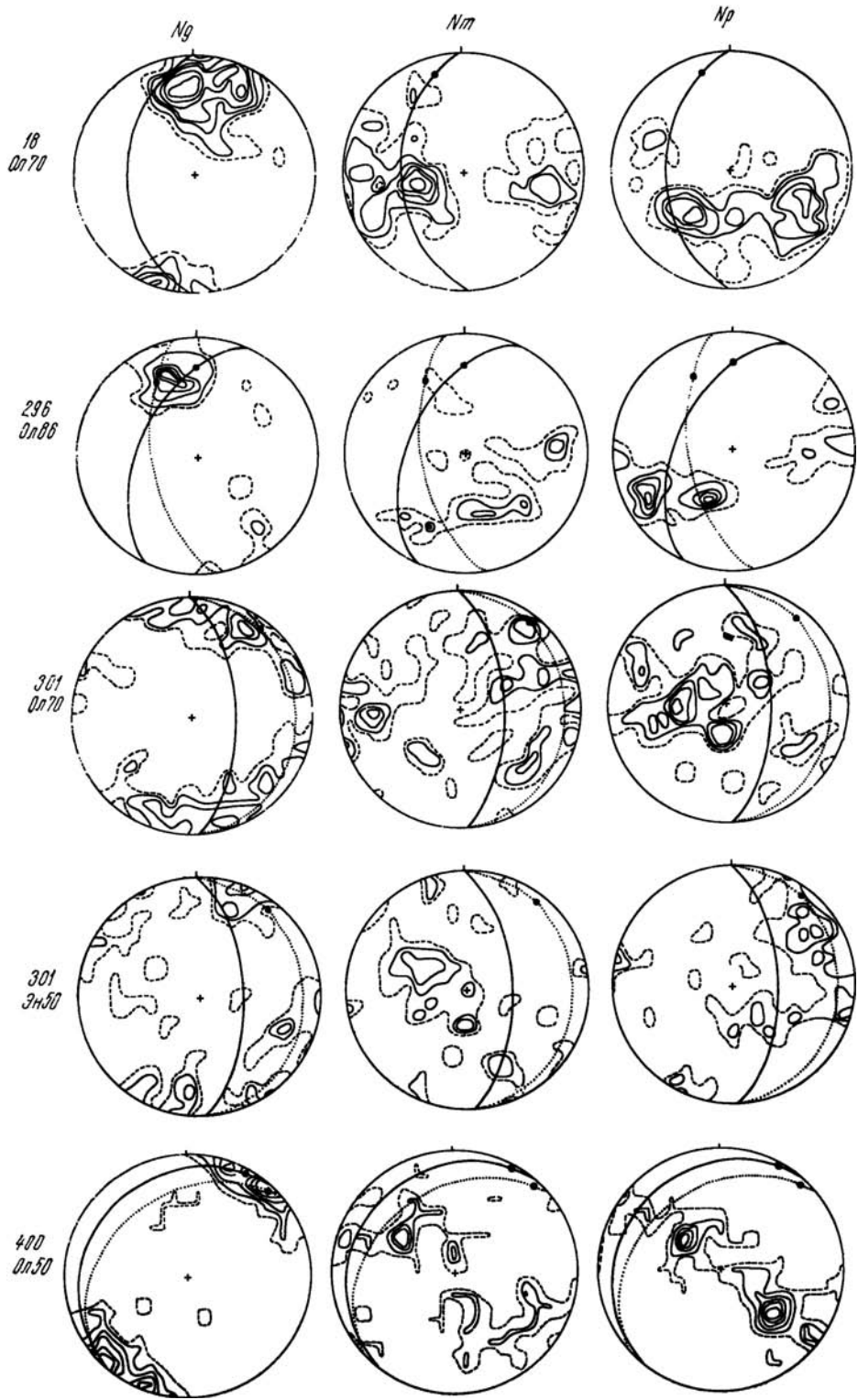
Количество замеров при этом не лимитировалось, измерения прекращали, как только появлялась уверенность в устойчивости узора ориентировки; обычно измерения ограничивали 50–100 зернами. В результате в каждом анализируемом образце была установлена пространственная ориентировка уплощенности, линейности и осей индикатрисы указанных минералов. Вероятностные взаимоотношения этих элементов (Nicolas et al., 1971; Boudier, 1976; Darot, Boudier, 1975; Щербаков, 1981) определяются спецификой ориентирующих процессов — пластической деформацией и рекристаллизацией. Например, при ориентировке посредством широко распространенного внутризернового трансляционного скольжения оливина по системе $\{Okl\}$ $[100]$ и синтетектонической рекристаллизации в процессе пластического течения эта взаимосвязь довольно однозначна. Она выражена близостью статистического максимума оси Ng, линейности и направления течения (\bar{a}), которые контролируются ориентировкой напряжения растяжения (σ_3); ось, нормальная к \bar{a} и лежащая в плоскости течения (минеральной уплощенности), соответствует \bar{b} (σ_2), а ось, нормальная к этой плоскости ab ($\sigma_2\sigma_3$), соответствует \bar{c} и совпадает с напряжением сжатия (σ_1), которое в общем случае фиксируется статистическим максимумом оси Nr оливина (рис. 45). Другие соотношения будут иметь место, если в роли ориентирующего механизма выступает более низкотемпературное трансляционное скольжение оливина по системе $\{110\}$ $[001]$ и (100) $[001]$; в этом случае в указанной схеме место оси Ng занимает ось Nm, близкая к \bar{a} (σ_3), а место оси Nr стремится занять ось Ng, близкая к \bar{c} (σ_1). Наконец, еще один тип взаимоотношений, в котором направление течения \bar{a} (σ_3) фиксируется максимумом оси Nr оливина, а нормаль к плоскости течения (уплощенности) — максимумом оси Nm, возможен, если ориентировка определялась скольжением по системе (100) $[010]$ или $\{101\}$ $[010]$ (Щербаков, 1981).

Материал, полученный в результате изучения минеральной ориентировки (использовано более 60 ориентированных образцов) в ультрабазитах массива, в целом подтверждает указанные закономерности в поведении минеральных агрегатов при пластической деформации.

Проведенное ранее Г. Л. Кашинцевым и другими (1971) изучение преимущественной ориентировки оливина в различных комплексах пород массива позволило им сделать вывод о существовании двух основных типов узоров ориентировки: магматическом и тектоническом.

¹ Мы рекомендуем аппарат «Микрофот», который позволяет проецировать шлиф на экран, что облегчает определение ориентировки минералов.





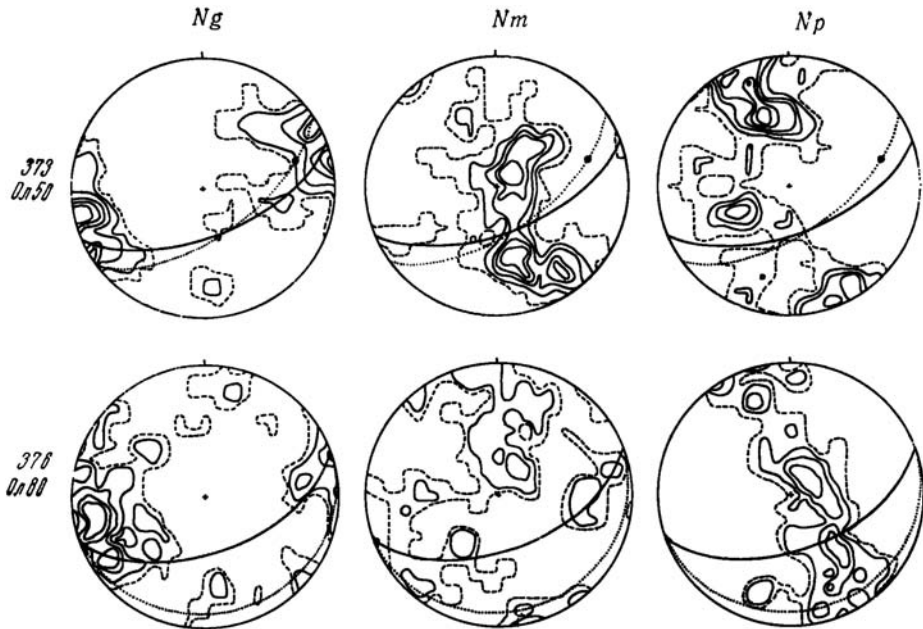


Рис. 46. Ориентировка оливина и энстатита в ультрабазитах Кэрдоменшорской структуры.

Изолинии на диаграммах проведены через 2—4—6—8... % на 1 %-ной сетке Шмидта, кроме обр. 18 и 373, где изолинии проведены на 2 %-ной сетке. Остальные условные обозначения см. на рис. 52.

Первый тип ориентировки характеризуется максимумом оси Ng и поясами осей Np, Nm и отвечает ламинарному течению магмы с вращением кристаллов вокруг оси Ng. Вторым типом характеризуется максимумом оси Np и поясами осей Ng и Nm в гарцбургитах или ортогональным положением максимумов всех трех осей в дунитах (для пород сформированных в аутометаморфическую фазу). Кроме этих основных узоров, авторами выделен дополнительный подтип ориентировки со сложным, расплывчатым узором, характерный для пород метасоматического этапа формирования.

За исключением трактовки генезиса части узоров, наши предшественники верно отметили главные особенности ориентировки оливина, поэтому, не вдаваясь в детали, уточним эти особенности, используя имеющийся оригинальный материал в современной интерпретации. С учетом выявленной микроструктурной неоднородности логично охарактеризовать минеральную ориентировку в рамках принятой классификации деформационных микроструктур.

В слабдеформированных фациях ультрабазитов прото- и мезогранулярного типа, характерных главным образом для гарцбургитовой ассоциации, в узоре ориентировки оливина типичен максимум оси Ng с полными или частичными поясами осей Nm, Np, образованными вращением вокруг него; реже отмечаются узоры с ортогональным расположением максимумов всех трех осей (рис. 46, 47). Подобная ориентировка отмечается как в гарцбургитах, так и в дунитах.

При сравнении оптической ориентировки оливина с минеральной уплощенностью и линейностью обнаруживаются два типичных случая их взаимоотношений. В первом случае наблюдается их соответствие

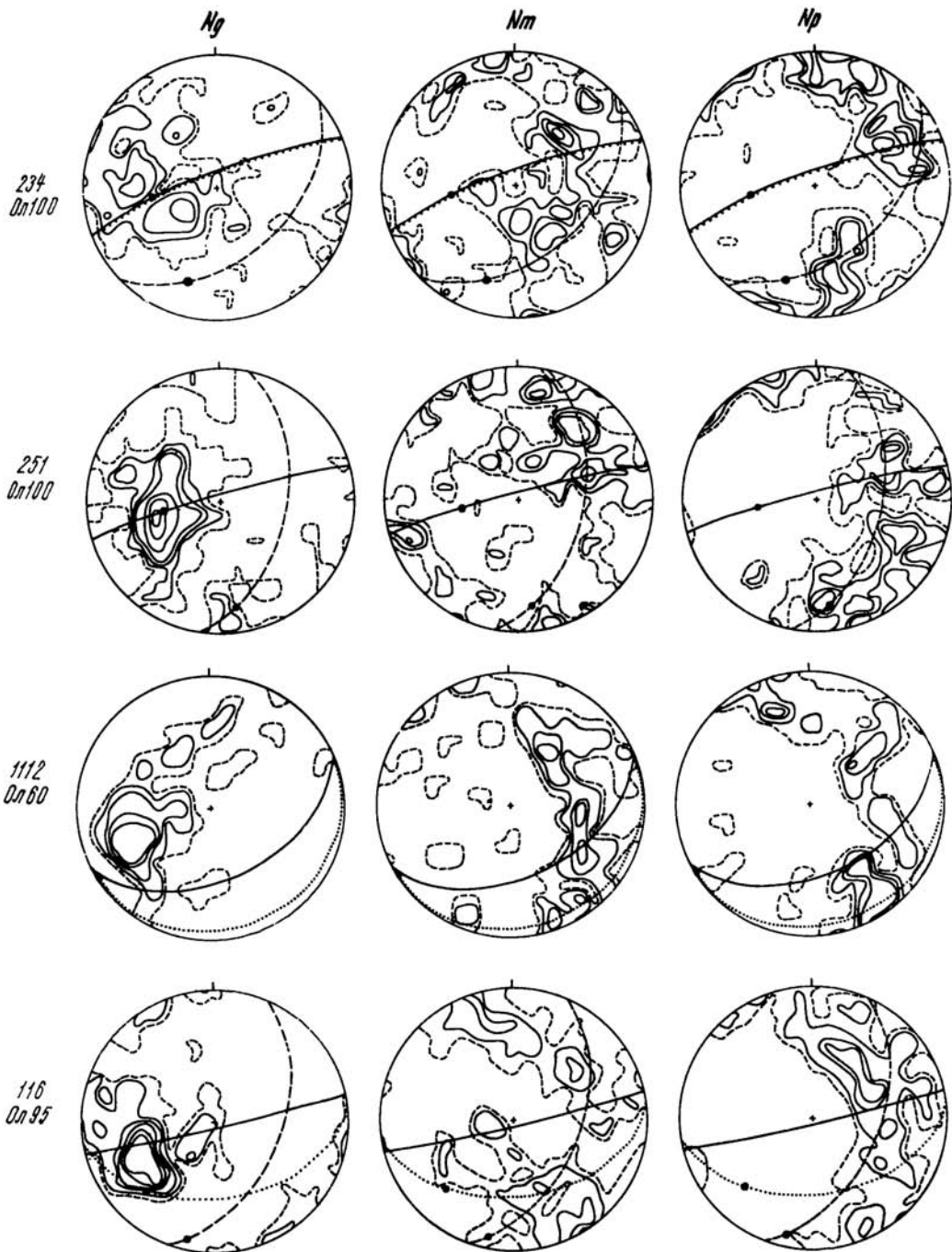
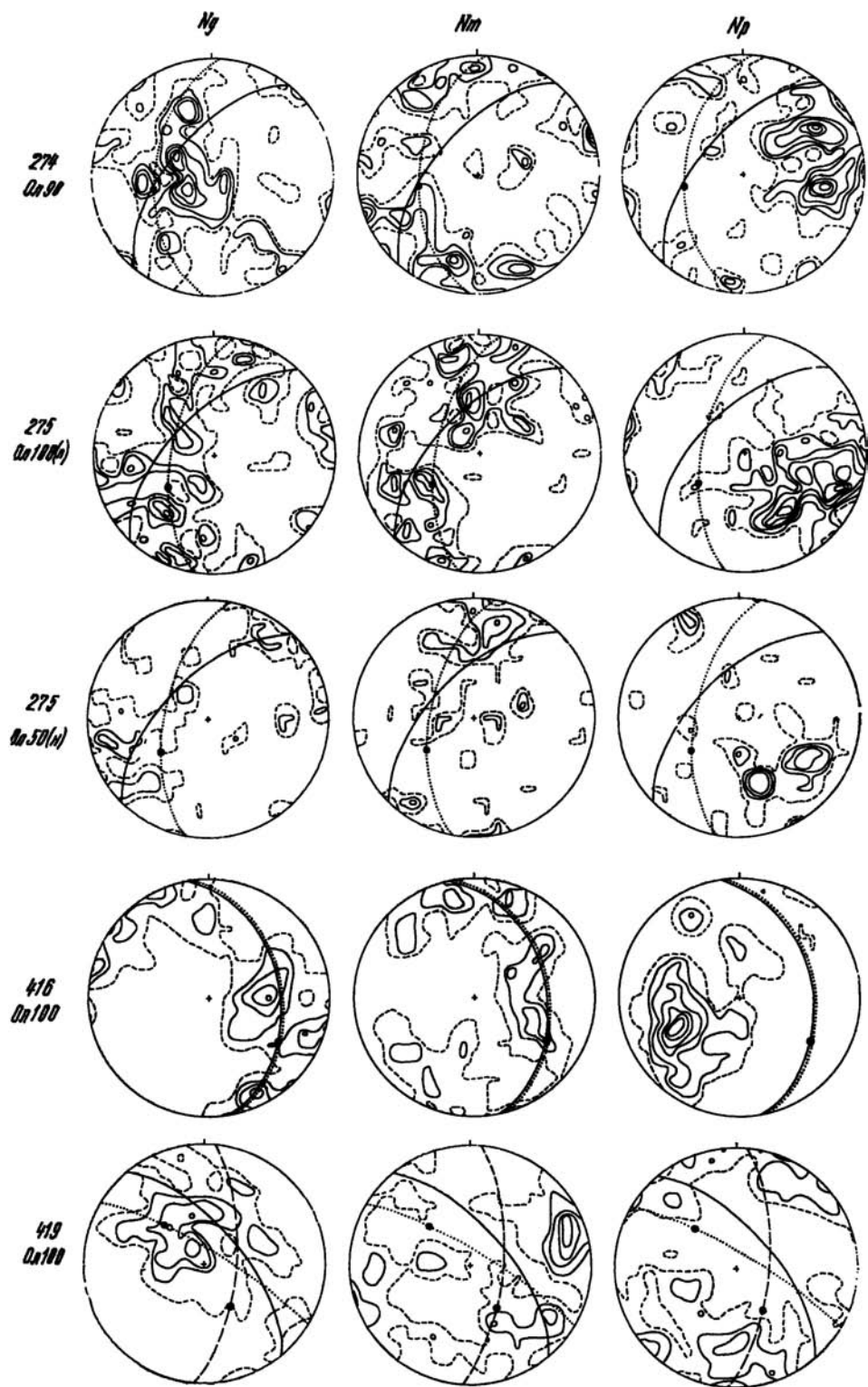


Рис. 47. Ориентировка оливина в ультрабазитах Верхнесобской структуры. Изолинии на диаграммах проведены через 1—2—4—6...% на 1 %-ной сетке Шмидта.



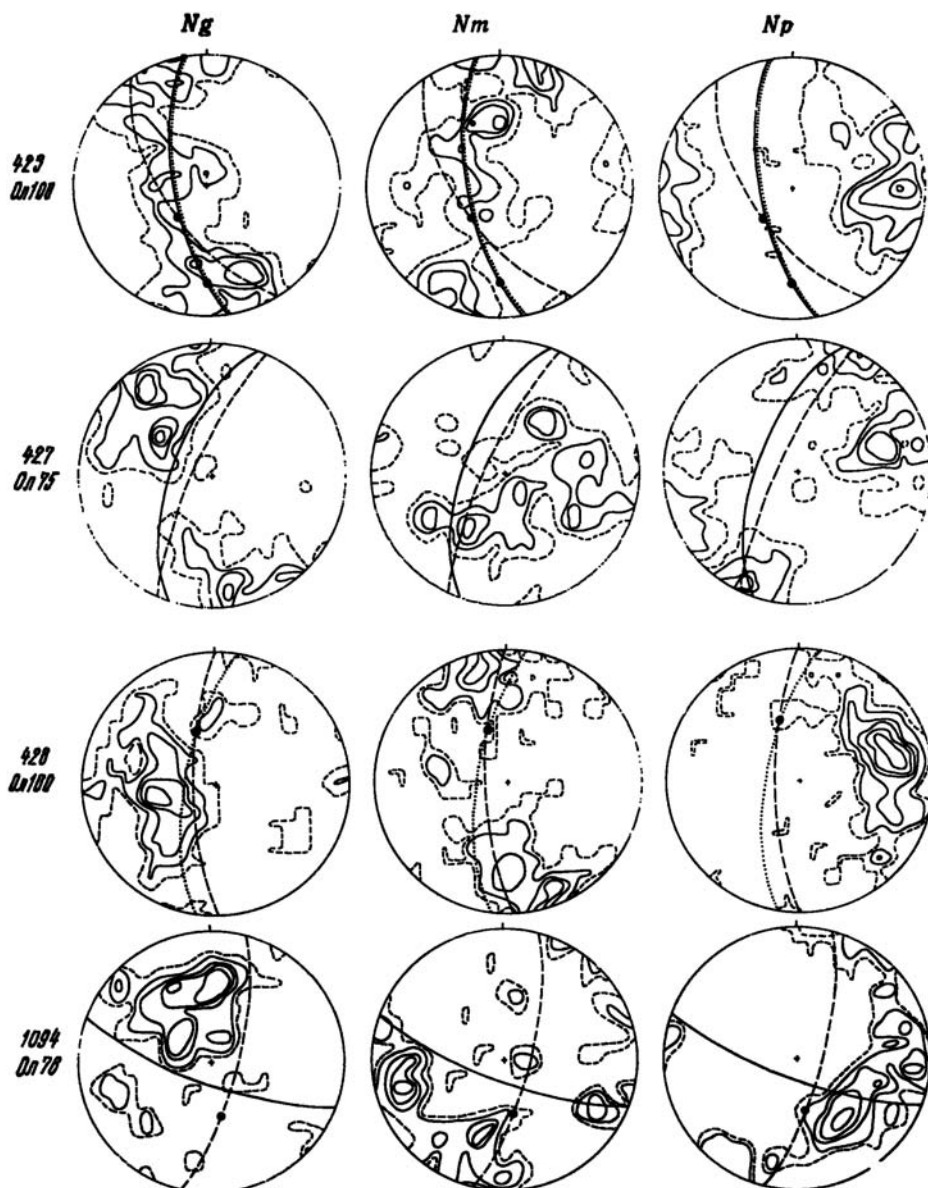
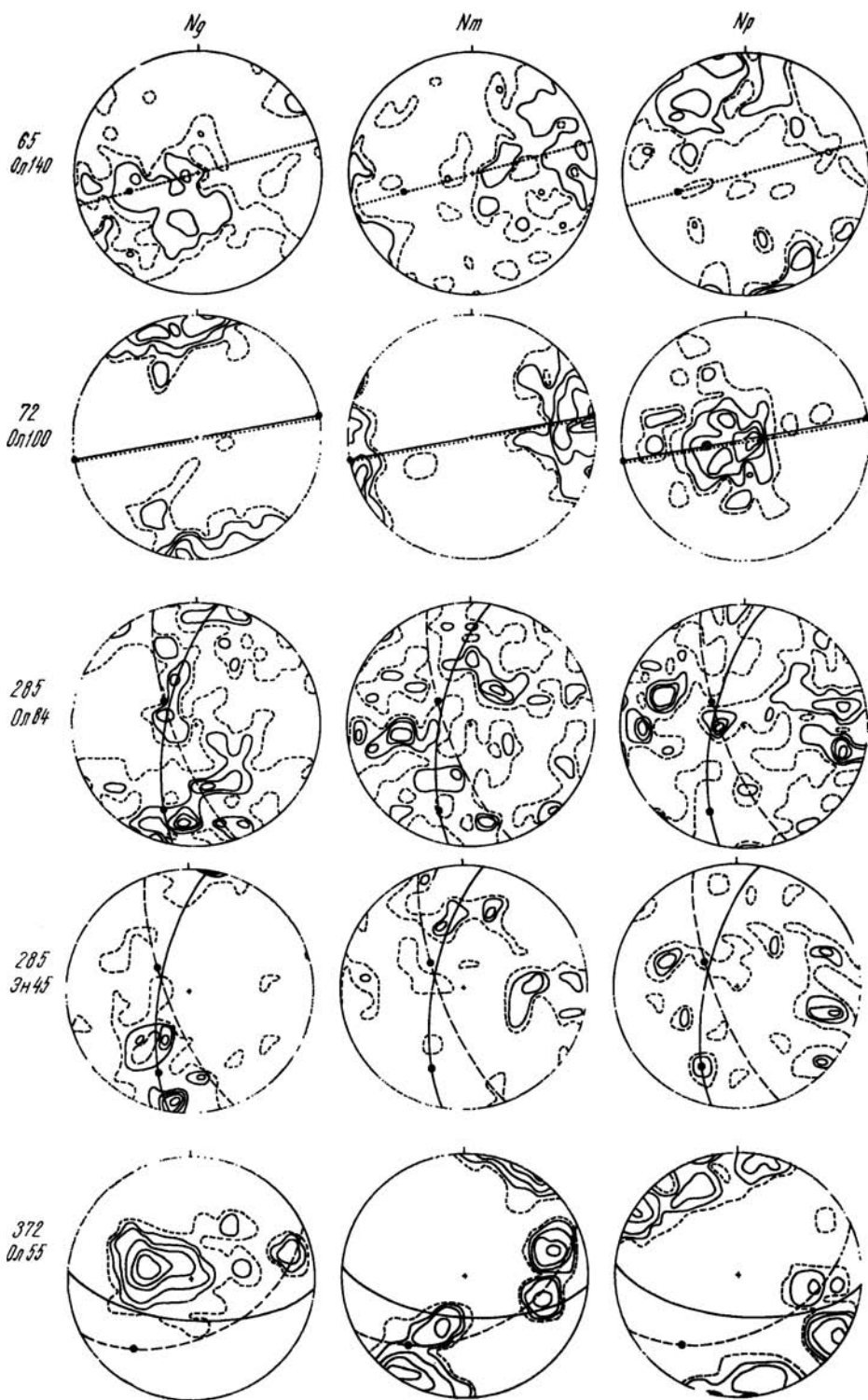


Рис. 48. Ориентировка оливина в ультрабазитах Визувшорской структуры. Изолинии на диаграммах проведены: обр. 274 и 275 — через 1—2—3—4—5... %, обр. 428 и 1094 — через 1—2—4—6—8... % на 1 %-ной сетке Шмидта, в остальных случаях — через 2—4—6—8... % на 2 %-ной сетке.

друг другу (см. рис. 46, обр. 400), что выражается в приуроченности максимума концентраций оси Ng к линейности и уплотненности оливина и хромшпинелида; последняя по отношению к поясу осей Nm, Np ориентирована под углом около 90°. Во втором случае это соответствие устанавливается только между оптической ориентировкой оливина и ориентировкой (по форме) хромшпинелида, в то время как уплотненность и линейность большинства зерен оливина по отношению к осям



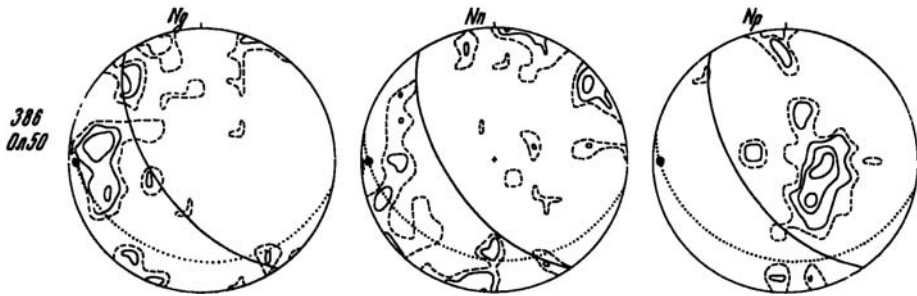


Рис. 49. Ориентировка оливина и энстатита в ультрабазитах Южного фрагмента. Изолинии на диаграммах проведены: обр. 65 и 72 — через 1—2—4... %, обр. 285 — через 1—2—3—4—5... %, в остальных случаях — через 2—4—6—8... % на 1 %-ной сетке Шмидта (обр. 372 — на 2 %-ной сетке).

оптической индикатрисы оливина ориентированы нередко под большим углом (см. рис. 47, обр. 1116).

Если первый случай можно интерпретировать однозначно, как обусловленный внутризерновым трансляционным скольжением оливина по системе $\{Ok\}$ $[100]$, то второй, ввиду явного несоответствия ориентировок по форме и строению, нуждается в уточнении способа (механизма) формирования данной текстуры. Подобные взаимоотношения, возможно, обусловлены проявлением позднего относительно низкотемпературного скольжения по системе $\{110\}$ $[001]$ и (100) $[001]$; об этом свидетельствует стремление линейности оливина располагаться вблизи одного из максимумов оси Nm, в то время как уплощенность оливиновых зерен стремится расположиться параллельно плоскостям (100) , являющимся компонентом системы ранних полос сброса $\{Ok\}$ $[100]$.

Энстатит в ультрабазитах этого фациального типа обнаруживает заметную ориентировку (см. рис. 46, обр. 301), выраженную максимумами концентраций осей Ng, Np в плоскости уплощенности и максимумом (в поясе) оси Nm, субнормальным этой плоскости. Такая ориентировка, вероятно, обусловлена механизмом трансляционного скольжения в энстатите по системе (100) $[001]$. Скольжение (течение) в этом направлении подтверждается также аналогичной ориентировкой оси Ng оливина (см. рис. 46, обр. 301).

В умеренно- и сильнодеформированных фациях порфирикластического и мозаичного типа (дунит-гарцбургитовая ассоциация) преобладают узоры с максимумом концентраций оси Np оливина, вокруг которого происходит поясовое вращение осей Ng, Nm (рис. 48, обр. 416, 423); уплощенность оливина при этом субнормальна максимуму Np, а линейность не имеет фиксированного положения, тяготея или к оси Ng, или к оси Nm. Считается (и доказано экспериментами по деформации оливина), что подобный тип узора отражает возникновение ориентировки в процессе рекристаллизации (Ave Lallemant, 1970). Проведенное сравнение ориентировок порфирикластов и необластов оливина (см. рис. 48, обр. 275) позволяет говорить о синтетектоническом характере этой рекристаллизации, вследствие идентичности узоров и совпадения осей $Np = \sigma_1$ (Nicolas et al., 1973; Ave Lallemant, 1970). Характерно, что в узоре ориентировки энстатита, как и у оливина (рис. 49, обр. 285), выражен максимум оси Np, субнормальный уплощенности; это указывает на сходное поведение обоих минералов в процессе синтетектонической рекристаллизации.

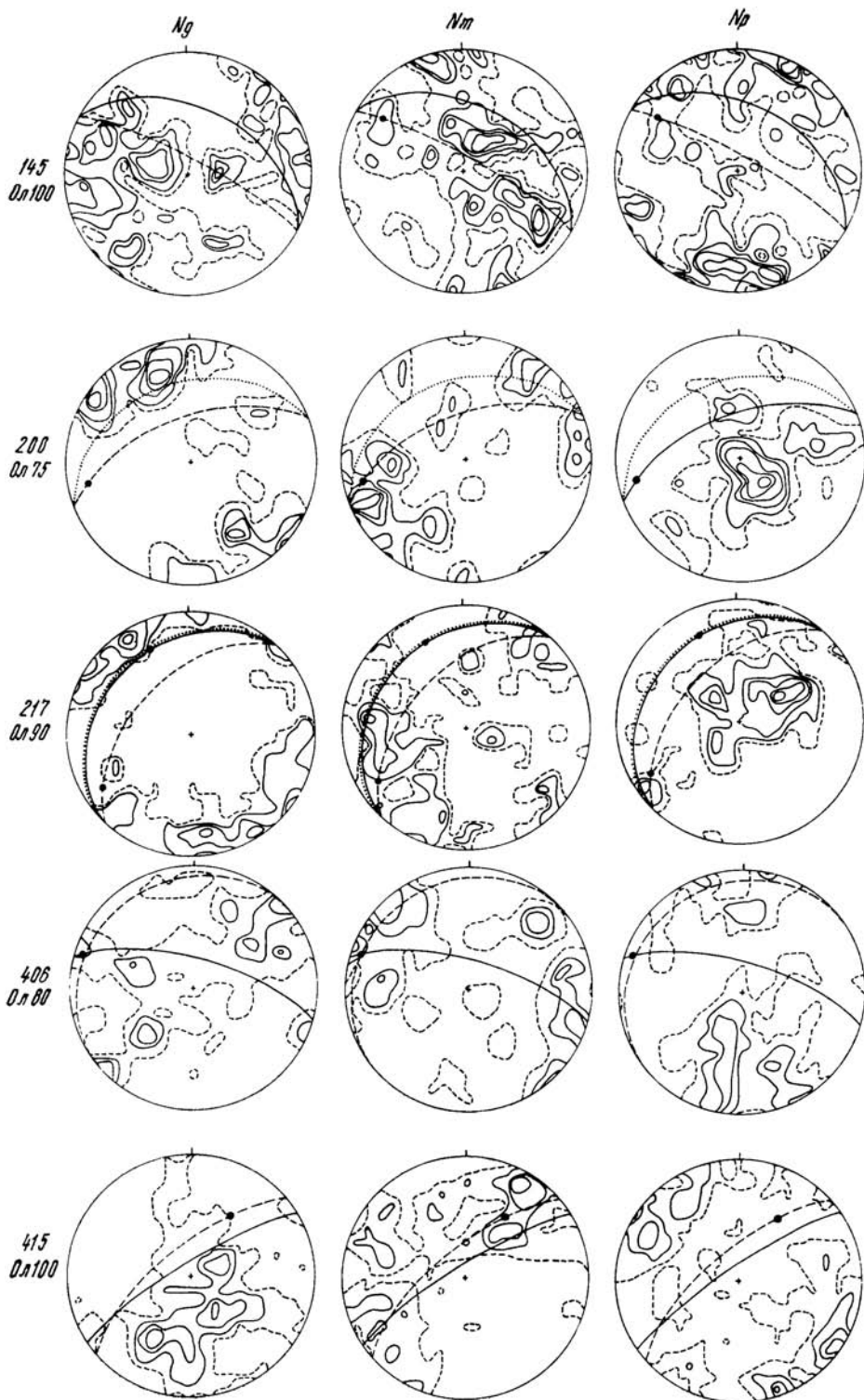


Рис. 50. Ориентировка оливина в ультрабазитах Центрального фрагмента. Изолинии на диаграммах проведены: обр. 145 — через 0,5—1,5—2,5—3,5... %, обр. 217 — через 1—2—4—6... % на 1 %-ной сетке Шмидта, в остальных случаях — через 2—4—6... % на 2 %-ной сетке Шмидта.

В ультрабазитах с порфиробластовым типом микроструктуры ориентировка гранобластово-мозаичного оливина несколько слабее, чем в рассмотренных, однако и здесь (рис. 50, обр. 145) достаточно отчетливо выражен обширный максимум оси N_p , субнормальной уплощенности. Микролинейность оливина обычно слабо выражена, и в ряде случаев с ней совпадает макролинейность порфиробластового энстатита, при этом обе линейности располагаются вблизи статистического максимума оси N_m (см. рис. 50, обр. 406).

При сравнении узоров ориентировки в образцах с порфиробластовым типом микроструктуры выясняется, что с увеличением степени рекристаллизации в породе обычно происходит ослабление интенсивности узора ориентировки. Поэтому степень концентрации осей индикатрисы оливина в порфиробластовом типе фиксирует лишь уровень деформации пород и, следовательно, не может служить критерием для выделения этой группы ультрабазитов в особый тип (хотя последнее обстоятельство достаточно очевидно).

Рассмотренные два основных типа узора ориентировки оливина не исчерпывают всего многообразия, обусловленного сочетанием различных факторов в процессе деформации. На более детальном анализе их мы остановимся при характеристике внутреннего строения конкретных участков массива.

Симметрия узоров, как следует из диаграмм ориентировки, в целом коррелируется с типами деформационных микроструктур. Для слабодеформированных фаций характерен узор ориентировки, близкий к ромбической симметрии (на диаграммах можно провести не менее трех плоскостей симметрии), в сильнодеформированных фациях порфирокластического типа узор менее стабилен (усложнен), что позволяет отнести его к моноклинной или даже к триклинной симметрии (более характерна для мозаичного типа). Несмотря на реальное существование такой зависимости, в конкретных случаях симметрия узора может не соответствовать типу микроструктуры из-за влияния последующих деформаций, приводящих к частичной или полной перестройке первичных узоров ориентировки.

Сравнимые данные имеются по массиву Ланцо (Boudier, 1976), где симметрия текстуры меняется от ромбической до моноклинной при переходе от структуры больших зерен («gross grain») к порфирокластической; в Иджимском (Западные Саяны) массиве (Гончаренко и др., 1979) смена структурных типов сопровождается изменением симметрии от ромбической к моноклинной и триклинной, соответственно, от крыльев складок к ядерным частям; в Билинском массиве (Меляховецкий, 1972) симметрия узоров подчиняется тем же закономерностям.

Глава VI

ТЕКТОНИКА ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРО

Появилось достаточное количество примеров изучения тектоники и внутреннего строения объектов, подобных нашему (Гончаренко и др., 1979, 1982; Гончаренко, Чернышов, 1980; Меляховецкий, 1972, 1977; Щербаков, 1981, 1983; Савельева и др., 1980; Савельев, Савельева, 1980; Juteau et al., 1977; Ross et al., 1980; Misseri, Boudier, 1985; Girardeau, Nicolas, 1981; Richard, George, 1978); однако, как правило, в этих работах рассматриваются или узкоспециальные вопросы, или, наоборот, затрагиваются региональные проблемы. Нами предпринята попытка охарактеризовать особенности внутреннего строения массива Рай-Из с использованием результатов анализа микро-, макро-, мезо- и мегаструктур, наметить основные этапы его тектонического становления.

Наиболее ярко выраженными элементами деформационной структуры гипербазитов и габброидов массива являются полосчатость, линейность и минеральная сланцеватость (уплощенность минеральных индивидов), изучение которых позволяет воссоздать структурную и динамическую обстановку в процессе эволюции этих комплексов.

Полосчатость, отражающая текстурные вариации в породах, широко развита в массиве; она может быть выражена чередованием обогащенных и обедненных энстатитом полос, маломощными шширами и полосами существенно энстатитового состава, чередованием дунитовых и гарцбургитовых обособлений и реже подчеркивается субпараллельной ориентировкой жил энстатитов или клинопироксенитов.

Линейность – сравнительно редкий структурный элемент; макроскопически она может быть агрегатной (энстатит-хромшпинелидовой) или мономинеральной (энстатитовой или хромшпинелидовой); к последнему типу относится и микролинейность оливина, определяемая геометрически в образце. В обнажении две разновидности минеральной линейности иногда располагаются под большим углом.

Уплощенность минеральных зерен при полевых наблюдениях может устанавливаться для всех главных минералов, но в различной степени (часто не улавливается). Более надежно она идентифицируется при микроскопическом изучении ориентированных образцов в трех взаимно перпендикулярных срезах; по отношению к полосчатости она ориентируется под различными углами.

Закономерное расположение линейно-плоскостных элементов в пространстве, наряду с вещественной неоднородностью, формирует своеобразный облик внутреннего строения массива Рай-Из. Мы выделяем складчатые структуры, линейные зоны пластического течения (и перекристаллизации), зону с хромитовым оруденением, зону перехода

между гипербазитами и габбро, а также систему дизъюнктивных дислокаций.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ И ЛИНЕЙНЫЕ ЗОНЫ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В УЛЬТРАБАЗИТАХ

Складчатые структуры и зоны пластического течения в ультрабазитах картируются во многих массивах офиолитов при систематическом изучении линейно-плоскостных элементов (Гончаренко и др., 1979, 1982; Щербаков, 1983; Савельева, Денисова, 1983; Савельева, 1987). Детальное изучение складчатых форм в гипербазитах позволяет установить последовательность событий в структурно-вещественной эволюции пород и охарактеризовать динамическую обстановку этих преобразований.

Широкое проявление наложенной складчатости в гипербазитах Войкаро-Сыньинского массива (Савельев, Савельева, 1977; Савельева, 1977; Щербаков, 1983) — свидетельство сложной и длительной тектонической истории офиолитовых комплексов Полярного Урала, к которым относится и массив Рай-Из.

По залеганию полосчатости в гарцбургитах массива Рай-Из откартированы Кэрдоменшорская, Верхнесобская, Визувшорская и Конгорская структуры в юго-восточном, северо-западном, юго-западном блоках. Для расшифровки строения остальной части массива и возможной корреляции с указанными «реперными» структурами мы выделили в ее пределах несколько доменов (фрагментов), имеющих относительно однородное строение: на севере — Леквожский и Верхнеенгайский, на востоке — Верхнекэрдоменшорский, в средней части — Центральный (соответствующий центральной зоне пластического течения и перекристаллизации), на юге — южный фрагмент с центральным дунитовым телом (рис. 51, 52).

Кэрдоменшорская структура

В литературе («Петрология...», 1977) отмечается существование в юго-восточном блоке массива «воронкообразной» структуры, которая при детальном изучении оказалась сочетанием синформной и антиформной складок. Эта складчатая структура в первом приближении не выходит за пределы блока, ограничиваясь с юга и востока контактами массива, с запада — разломом по р. Кэрдомен-Шор, с севера — зоной апогарцбургитовых сланцев, срезающих ее под прямым углом (по отношению к общему простираению). В вещественном отношении эта часть массива представлена гарцбургитовой ассоциацией с характерной «планпараллельной» текстурой пород и жильным комплексом дунитов, клинопироксенитов и габброидов, приуроченных к замково-ядерной части структуры. Ориентировка этой жильной серии контролируется двумя главными системами трещин с простираением 160–180 и 60–115°; при этом первая система сопряжена с осевой плоскостью структуры, а вторая — субнормальна к ней. Преобладающие дунитовые жилы, как правило, занимают согласное (реже секущее) положение по отношению к простираению полосчатости, в то время как падение их часто различно. Если полосчатость в гарцбургитах не выражена и картируется только «дунитовая» полосчатость, то указанные взаимоотношения всегда надо иметь в виду при структурной интерпретации.

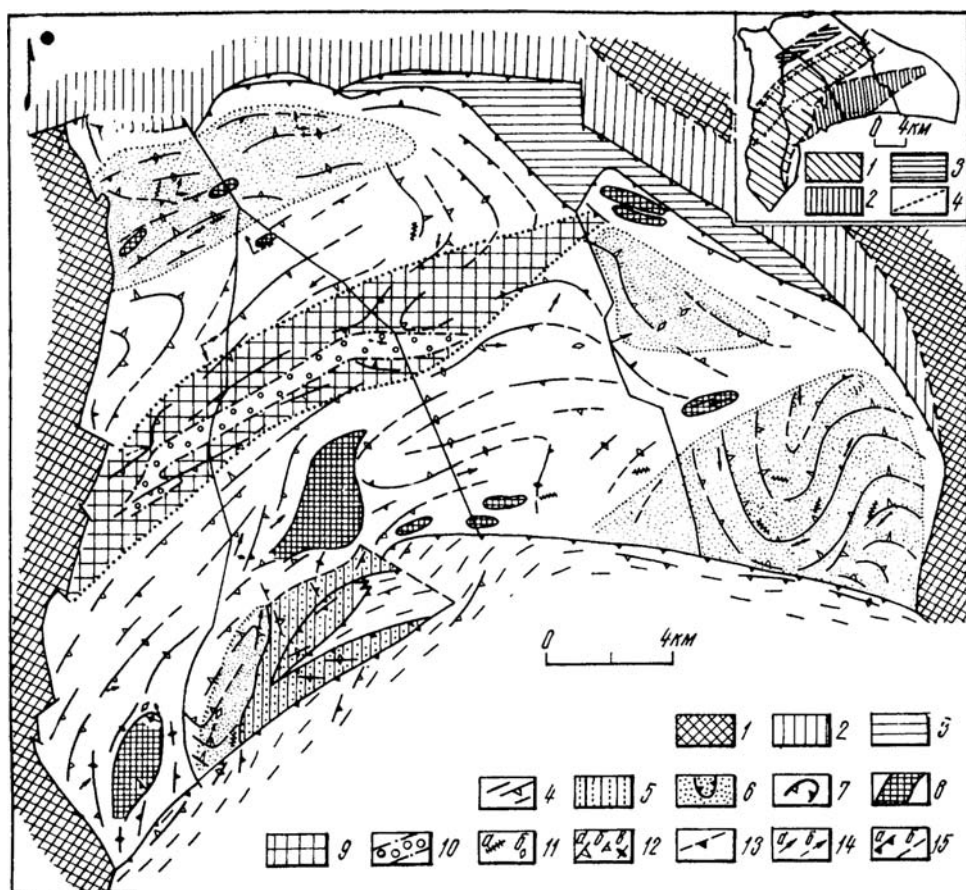


Рис. 51. Структурно-геологическая схема ультрабазитового массива Рай-Из.

1 — докембрийские метаморфические образования; 2 — палеозойские осадочно-вулканогенные образования; 3 — меланж; 4 — габброиды собского комплекса; 5 — дунит-верлит-клинопроксенитовый («полосчатый») комплекс; 6 — гарцбургитовый комплекс; 7 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 8 — дуниты; 9 — зона порфиробластовых («вторичных») гарцбургитов; 10 — оливин-энстатитовые породы, энстатиты, сагвандиты, гранатовые амфиболиты; 11 — жилы: а — клинопроксенитов, б — габброидов (плагноклазитов); 12 — ориентировка полосчатости в ультрабазитах и габбро: а — падение под углом 0–45°, б — 45–80°, в — 80–90°; 13 — то же, предполагаемая; 14 — ориентировка агрегатной и минеральной линейности: а — ранней, б — поздней (длинная стрелка соответствует пологим углам погружения от 0 до 35–40°); 15 — дизъюнктивы: а — надвигового типа, б — сбросо-надвигового типа. На врезке — положение линейных зон пластического течения в массиве: 1 — центральная зона течения и перекристаллизации, 2 — южная зона, 3 — северная зона, 4 — контур зоны порфиробластических гарцбургитов.

В Кэрдоменшорской структуре выделяются западная (синформная) и восточная (антиформная) части, граница между которыми проходит по меридиану ручья Безьянного. Синформная складка здесь более крупная по сравнению с антиформной; размах ее крыльев около 5 км. Полосчатость в крыльях имеет субмеридиональное простирание и встречное падение под углом 30–70°, при этом в центральной части углы падения становятся более пологими (до 45°). В южной части полосчатость образует плавное центриклинальное замыкание и имеет субширотное простирание. Хромшпинелидовая линейность, отмечаемая в этой части, имеет субгоризонтальное положение и близка к простиранию полосчатости; реже отмечается линейность по энстатиту, суб-

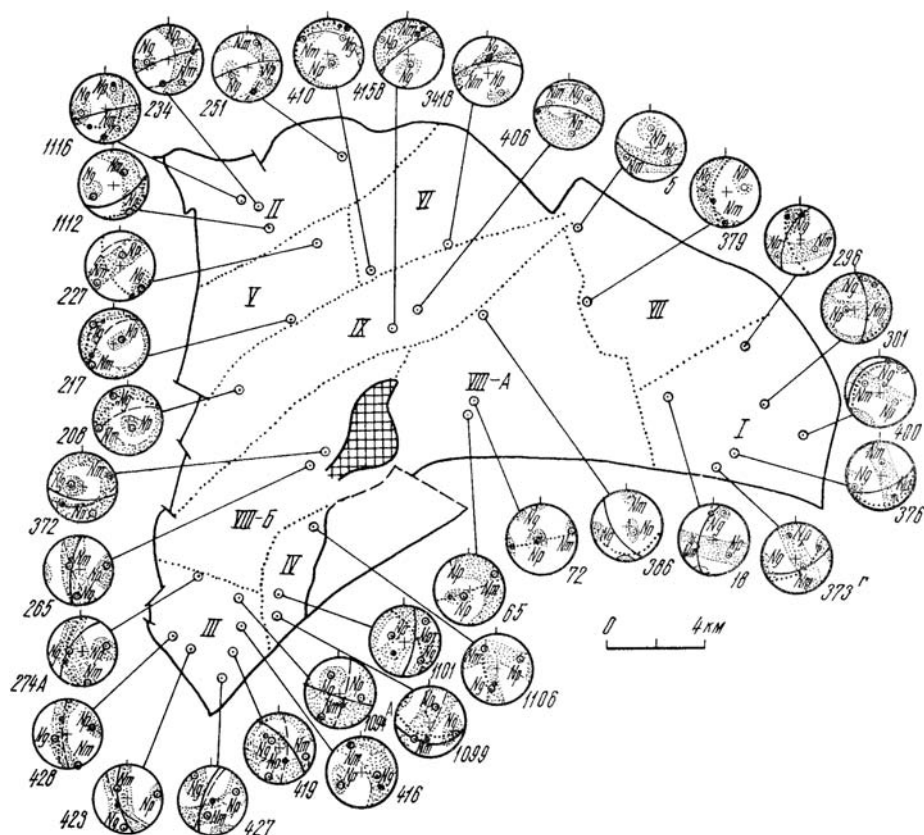


Рис. 52. Схема морфоструктурного районирования в массиве Рай-Из с результатами микроструктурного анализа.

I—IV — структуры: I — Кэрдоменшорская, II — Верхнесобская, III — Визувшорская, IV — Конгорская; V — Леквожский фрагмент; VI — Верхсенгайский фрагмент; VII — Верхнекэрдоменшорский фрагмент; VIII-A — восточная часть Южного фрагмента; VIII-B — западная часть Южного фрагмента; IX — Центральный фрагмент. На диаграммах: *кружки с точкой* — статистические максимумы осей индикатрисы (Ng, Nm, Np); *кран* — пояса концентраций осей оптической индикатрисы; *сплошная линия* — полосчатость; *пунктирная* — уплощенность зерен хромита, энстатита; *штриховая* — уплощенность зерен оливина; *затитый кружок* — линейность. Диаграммы — в горизонтальной плоскости; *штрих* — направление севера.

нормальная к первой и более крутая. Для области замыкания характерно проявление ранней изоклиальной складчатости (рис. 53, 54).

Антиформная складка представлена в основном фрагментом области замыкания, где полосчатость также имеет субширотное простирание с пологим падением на север ($20-40^\circ$), но вблизи южного контакта углы падения становятся круче. Переход к синформе выражен постепенным разворотом полосчатости в субмеридиональное положение; этот характер сочленения в южной части более сложный. Ориентировка полосчатости в восточной части антиформы «срезается» контактом массива. Линейная ориентировка выражена здесь плохо, в единичных случаях устанавливается ее северо-восточное погружение ($25-35^\circ$) под углом до 30° (в направлении, близком к простиранию полосчатости). Иногда в системе полосчатости встречаются прерывистые жилки пироксенитов, деформированные изоклиальной складча-

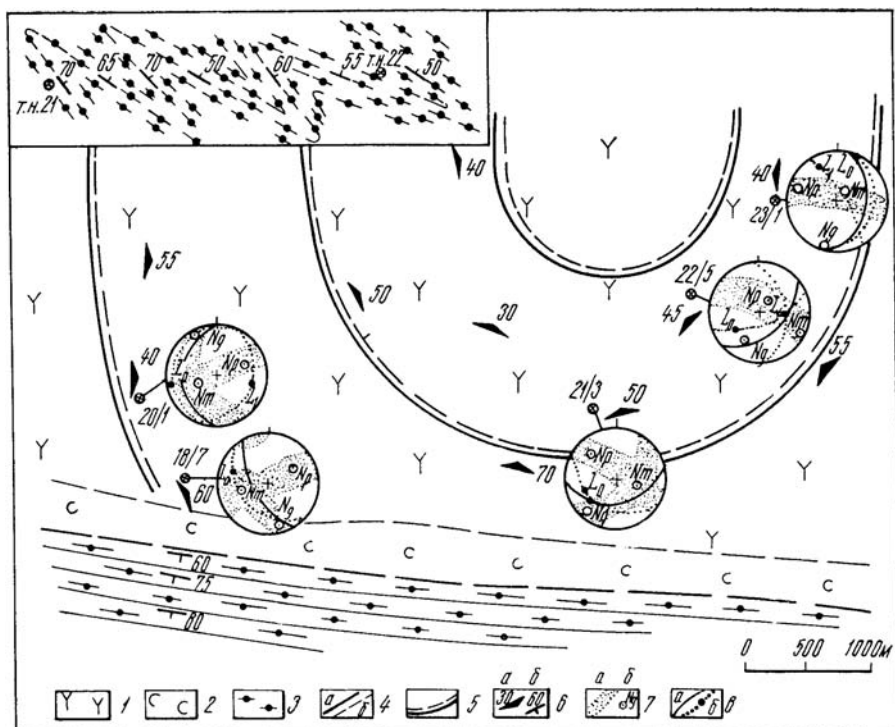


Рис. 53. Схема строения южной, синформной части Кэрдоменшорской структуры, с данными микроструктурного анализа.

1 — гарцбургиты; 2 — серпентиниты; 3 — амфиболиты; 4 — тектонические нарушения (а) и геологические границы (б); 5 — контуры складчатой структуры; 6 — элементы залегания: а — полосчатости в гипербазитах, б — сланцеватости в амфиболитах; 7 — пояса (а) и статистические максимумы концентраций осей оптической индикатрисы оливина (б); 8 — плоскости полосчатости (а) и минеральной уплоченности и линейности (б). На врезке — фрагмент изоклиналино-складчатого строения в гарцбургитах (область замыкания структуры).

тостью; осевые плоскости этих складок параллельны полосчатости, а шарниры имеют субгоризонтальную ориентировку.

Геометрическим анализом ультрабазитов Кэрдоменшорской структуры установлено, что полюса полосчатости, вынесенные на стереопроекцию, контролируются дугой малого круга с радиусом 60° (рис. 55, А), поэтому данную структуру можно относить к коническому типу (Фласс, 1978; Сыстра, 1978). Шарнир структуры погружается в субмеридиональном направлении (азимут 355°) под углом 30° . Осевая плоскость, проведенная через шарнир, центр конической траектории и центр дуги малого круга, имеет субмеридиональное простирание с восточным падением под углом 84° .

В синформной части структуры (см. рис. 53) ориентировка элементов, определенная аналогичным способом, отличается более крутым углом погружения шарнира (см. рис. 55, В), что, вероятно, обусловлено его ундуляцией на отдельных участках.

Геометрическим анализом изоклиналино-складчатого комплекса гипербазитов в южной части синформы устанавливается общее широтное простирание осевых плоскости с падением на север под углом 60° ; шарнир изоклиналино-складчатой структуры погружается на северо-запад под углом 45° (см. рис. 55, В).

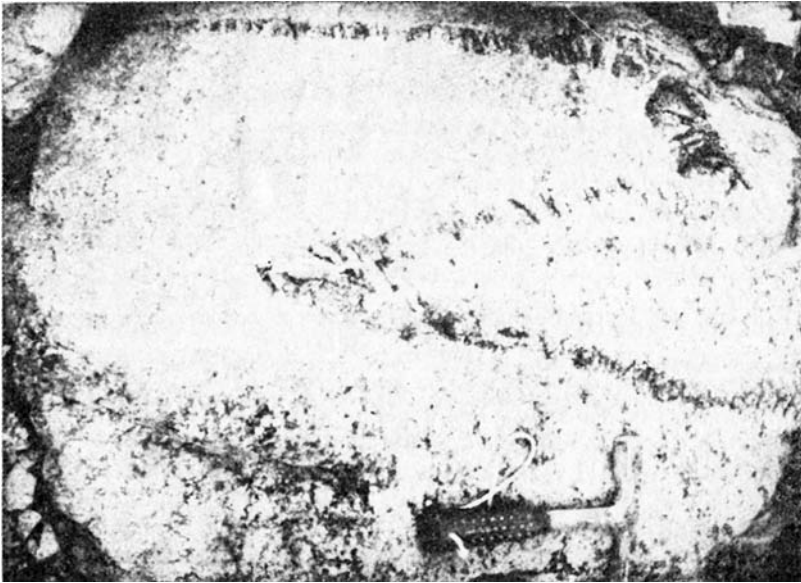


Рис. 54. Жила пироксена в гарцбургите, смятая в изоклиральную складку. Обн. 134, Кэрдоменшорская структура.

Характер пространственной ориентировки полюсов минеральной уплощенности зерен оливина, хромита и энстатита (S_1) определяется типом зависимости, аналогичным установленному для полосчатости (рис. 56, А); по отношению к складчатой структуре уплощенность располагается дивергентным веером.

Наблюдаемая в пределах синформной структуры соскладчатая минеральная линейность (L_0) сильно рассеивается в пределах дуги малого круга b_3 осей (см. рис. 56, Б). Учитывая, что по отношению к шарниру структуры эта линейность располагается преимущественно под углом $45-90^\circ$ (рис. 57, А), ее можно относить к a -типу (в первоначальной ориентировке). При более детальном рассмотрении линейно-плоскостной ориентировки в пределах синформы устанавливаются два типа элементов, из которых одни связаны с формированием синформной структуры, а другие, имеющие резко иную ориентировку (см. рис. 57), вероятно, отражают более поздние деформации.

Петроструктурное изучение ультрабазитов Кэрдоменшорской структуры выявило две главные особенности: преобладание среди деформационных микроструктур прото-мезогранулярных типов с относительно слабой степенью ориентации минералов по форме и, напротив, хорошо выраженные типы предпочтительных ориентировок оливина по строению.

Однообразие деформационных микроструктур свидетельствует о том, что образование складчатой структуры не сопровождалось их существенной перестройкой; тем не менее отмечается слабая тенденция приуроченности мезогранулярных (мезогранулярно-порфирокластических) типов к осевой (замково-ядерной) части складки. Характерно, что к этой же части тяготеют линзы и небольшие блоки «све-

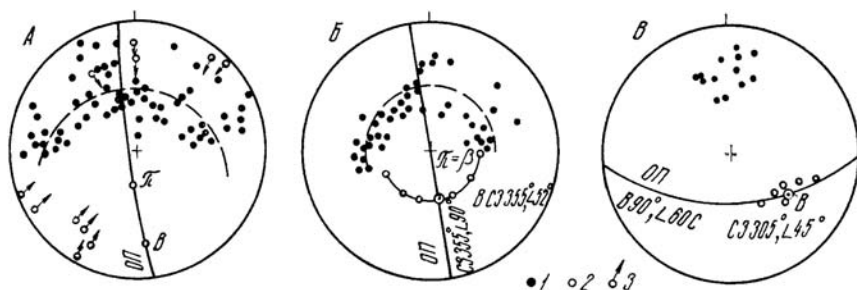


Рис. 55. Структурные диаграммы ориентировки полюсов полосчатости в ультрабазитах Кэрдоменшорской структуры.

A — в целом по структуре (70 замеров); *B* — в пределах синформной части (44 замера); *B* — на участке с изоклинальной складчатостью, в южной части синформы (13 замеров). Проекция на верхнюю полусферу сетки Шмидта. 1 — полюса полосчатости; 2 — β оси; 3 — линейность; *OП* — осевая плоскость; *B* — шарнир, β — ось складчатости; π — центр конической траектории (показана пунктиром).

жих» (слабосерпентинизированных) гарцбургитов, находящихся в измененных разностях.

Ориентировка оливина, вне зависимости от местоположения исследуемых образцов в структуре, характеризуется стабильностью (однотипностью) узора, выраженного субгоризонтальным максимумом концентраций оси Ng, вокруг которого происходит вращение осей Nr, Nm, образующих пояса концентраций; на этом фоне иногда заметна тенденция к образованию пояса осей Ng, Nm вокруг локального максимума оси Nr. Подобный тип ориентировки оливина обусловлен преимущественно внутризерновым высокотемпературным скольжением по системе {Okl} [100]; существование последней подтверждается определением элементов полос сброса в оливине из образцов с таким типом текстуры.

Пространственная ориентировка оливина в конкретных участках складчатой структуры имеет следующие особенности. В замковой области синформы в узоре ориентировки оливина выделяется субгоризонтальный максимум оси Ng, имеющий субширотное (восточное) погружение и совпадающий или образующий небольшой угол с линейностью оливина (хромшпинелида); пояса двух других осей субнормальны плоскости уплощенности, которая расположена под углом к полосчатости (см. рис. 46, обр. 373, 376, 21/3). В крыльях структуры при сохранении, в целом, тех же соотношений максимум оси Ng имеет

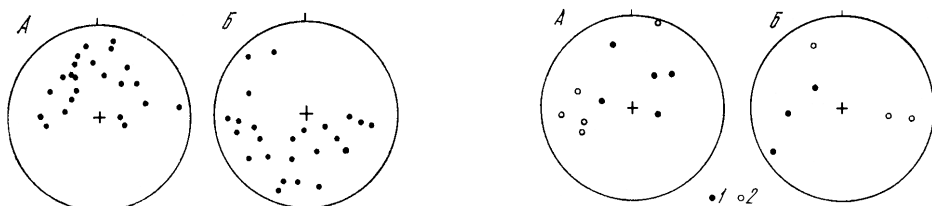


Рис. 56. Структурные диаграммы минеральной уплощенности (*A*) и линейности (*B*) в ультрабазитах синформной части Кэрдоменшорской структуры. Проекция на верхнюю полусферу (24 замера).

Рис. 57. Структурные диаграммы ранней (*A*) и поздней (*B*) минеральной уплощенности и линейности, определенных в ориентированных образцах ультрабазитов Кэрдоменшорской структуры.

1 — полюса минеральной уплощенности, 2 — линейность.

субмеридиональную ориентировку с соответствующим ему субширотным простиранием поясов осей Nm, Np (см. рис. 46, обр. 301, 23/1, 22/6).

В ряде случаев при том же типе узора отмечается появление поздней уплощенности и линейности оливина, заметно отличающихся своей ориентировкой от хромшпинелидовой; линейность при этом от прежнего положения, близкого к Ng, резко отклоняется и стремится к Nm, а уплощенность косо расположена к Ng, Np (см. рис. 46, обр. 21/1, 18/7, 22/5). Возникновение подобной ситуации может быть обусловлено переориентировкой в результате внутризернового скольжения в оливине в направлении [001].

Таким образом, в ориентировке оливина, соотнесенной с линейно-плоскостными элементами, запечатлено два тектонических события. Первое, отражающее этап формирования Кэрдоменшорской структуры, выражено появлением основного типа узора (линейность, близкая к максимуму оси Ng) в процессе пластической деформации, посредством скольжения в оливине по системе {OkI} [100], и второе, более позднее, выражено в частичной перестройке узора (появление линейности, близкой к Nm), под влиянием активизации механизма скольжения в оливине по системе {110} [001] и (100) [001].

Верхнесобская структура

В пределах северо-западного блока массива (главным образом на левобережье р. Собь, берущей здесь свое начало) по залеганию полосчатости в гарцбургитах удалось восстановить довольно сложную складчатую структуру (см. рис. 51), которая прослеживается по простиранию в субширотном направлении на 7–8 км, а вкрест простирания на расстояние до 5 км. С севера и запада она ограничена контактами массива, а по направлению к центральной части «растворяется» в апогипербазитовых гнейсо-сланцах. Вероятно, по разлому северо-западного простирания (вдоль р. Собь) структура испытала небольшое смещение.

Породы, слагающие блок, имеют состав диопсидовых (тремолитовых) гарцбургитов, которые, как правило, полосчатые или гнейсовидные, за счет ориентированных скоплений хлорита (по хромшпинелиду). Среди дунитов, залегающих в гарцбургитах, более характерны согласные с полосчатостью прослои и небольшие тела. Одно из таких тел (0,5×1,0 км) крупнозернистых дунитов с хромшпинелидовой полосчатостью (уплощенностью) встречено на левом берегу р. Собь, а другое, в виде уплощенной линзы, согласной с полосчатостью, подходит под большим углом почти к самому западному контакту массива. Пространственно эти тела тяготеют к центральной части структуры. По вещественному составу, степени деформации и ряду других признаков породы этой части массива сопоставимы с гарцбургитовой ассоциацией Кэрдоменшорской структуры.

Верхнесобская структура, в отличие от Кэрдоменшорской, характеризуется отсутствием четко выраженного замыкания, вследствие чего выделение ее крыльев затруднено. К северному крылу мы относим левобережный участок ручья, впадающего в р. Собь с запада; полосчатость в этом крыле при субширотном простирании имеет субвертикальное залегание с преимущественным падением к югу. Центральная часть структуры приурочена к долине ручья. Здесь, наряду с характерным

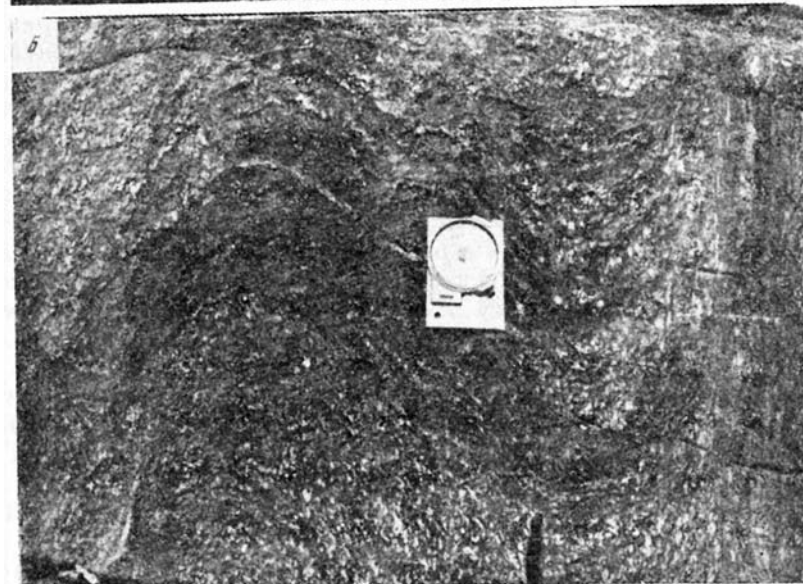
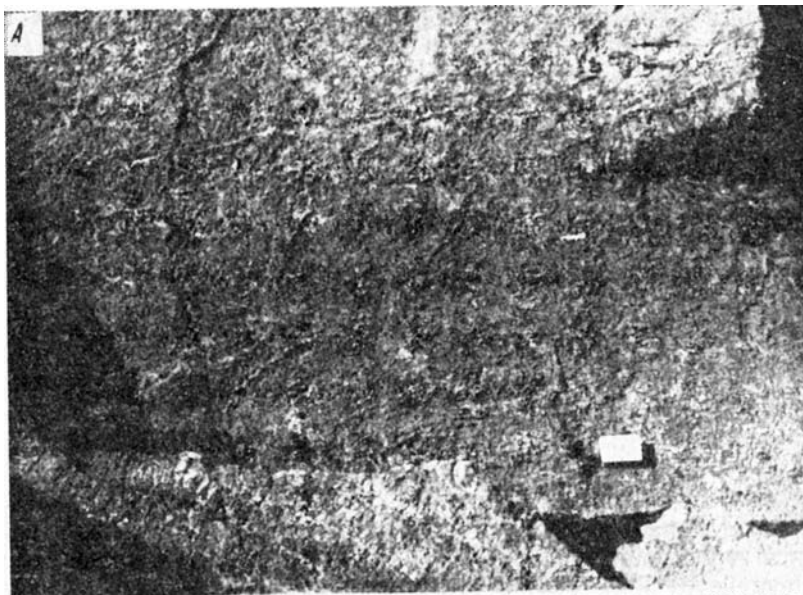




Рис. 58. Типы складок в гарцбургитах Верхнесобской структуры.
А — микроскладка течения, обн. 1110; *Б, В* — мезоскладки изгиба, обн. 164 и 1115.

субширотным простиранием, отмечается значительная нестабильность в залегании плоскостных элементов, обусловленная их смятием в складки довольно сложной формы: от сжатых, типа изоклиальных, до открытых изгибов (рис. 58). Проявление интенсивной разномасштабной складчатости косвенно указывает на принадлежность этого участка к замково-ядерной части структуры. Следуя далее, вкост простирания структуры, в южном направлении, можно наблюдать смену этого сложнодислоцированного комплекса «простым», изоклиально складчатым, с преимущественным падением полосчатости на север под углом $40-80^\circ$. Эту часть разреза мы относим к южному крылу Верхнесобской структуры, которая, вероятно, имеет синформное строение.

Продолжение Верхнесобской структуры картируется восточнее, на правобережье р. Сось, в полосе ультрабазитов, примыкающих к северному контакту массива. Полосчатость имеет здесь также субширотное простирание с падением на север и юг, образуя синформу, вероятно, с более пологим (субгоризонтальным) залеганием оси структуры.

Анализ полосчатости (рис. 59, *А*) позволяет относить структуру к цилиндрическому типу, так как полюса полосчатости контролируются дугой большого круга. Шарнир, полученный методом β -пересечений полосчатости, ориентирован по азимуту 275° и погружается под углом $25-30^\circ$, а осевая плоскость имеет субширотное простирание (92°) с крутым падением на север (82°).

Сравнение элементов (макро) мезоскладок и элементов главной структуры показывает, что в случае изоклиальных складок их шарниры контролируются положением шарнира синформы, рассеиваясь по дуге малого круга, центром которого он является, а полюса осевых плоскостей складок, имеющих субширотное простирание, контролируются ориентировкой полюсов полосчатости (см. рис. 59, *Б*). Эти склад-

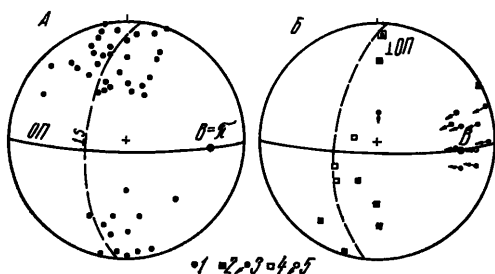


Рис. 59. Структурные диаграммы линейно-плоскостных элементов в ультрабазитах Верхнесобской структуры.

A — полюса полосчатости (46 замеров); *B* — полюса осевых плоскостей и шарниров мелких складок. Проекция на верхнюю полусферу сетки Шмидта. 1 — полюса полосчатости; 2 — полюса плоскостей; 3 — шарниры изоклиналиных складок; 4, 5 — элементы открытых складок; *ОП* — осевая плоскость; *В* — шарнир.

ки наиболее ранние. У складок типа открытых изгибов шарниры занимают примерно то же положение, а осевые плоскости имеют северо-западное (до субмеридионального) простирание, с пологим (до 40°) падением на юго-запад, запад. Полевые наблюдения и указанные геометрические соотношения свидетельствуют об их более позднем (по отношению к изоклиналиным) образовании; не исключено, что они являются дополнительными по отношению к главной структуре и усложняют ее центральную область.

Кроме отмеченных проявлений складчатости, в центральной (ядерно-замковой) части в нескольких обнажениях зафиксированы сжатые, близкие к изоклиналиным мелкие складки с субвертикально ориентированными шарнирами и крутыми падениями осевых плоскостей северо-западного простирания.

Петроструктурные особенности ультрабазитов данной структуры сопоставимы с отмеченными в Кэрдоменшорской структуре. Деформационные микроструктуры гарцбургитов относятся к (прото) мезогранулярно-порфиροкластическим типам. В разрезе вкрест простирания структуры значительных микроструктурных вариаций не обнаружено, но отмечается приуроченность к осевой части деформационных микроструктур с повышенным количеством рекристаллизованных зерен оливина. Микроструктуры данных ультрабазитов, в отличие от кэрдоменшорских, обладают большей степенью упорядоченности, что выражается в появлении отчетливой уплощенности и линейности оливина и хромшпинелида.

Уплощенность и линейность этих двух минералов обычно не совпадают; при этом хромшпинелидовая уплощенность близка к полосчатости и ориентирована дивергентным веером в структуре, а уплощенность оливина имеет довольно стабильное северо-западное (западное) падение под углом $20-50^\circ$, т. е. ориентирована к общему простиранию структуры под большим углом (см. рис. 51).

Линейности — хромшпинелидовая и оливина зерен — по отношению к шарниру структуры располагаются под большими углами ($50-90^\circ$) и, следовательно, могут быть отнесены к *a*-типу; при этом хромшпинелидовая линейность (как и максимум оси *Ng*) погружается в восточном (северо-восточном) направлении под углом $30-50^\circ$, а линейность оливина имеет субмеридиональное, довольно пологое погружение.

Исследование ориентировки в гарцбургитах показало, что оливин имеет характерный узор в виде поясов осей *Nm*, *Np* и максимума оси *Ng* в плоскости полосчатости, вокруг которого происходит вращение этих осей; сам максимум имеет преимущественно субширотное простирание и погружается на восток под углом около 45° . Указанная ориентировка оливина по строению не согласуется (если считать, что она

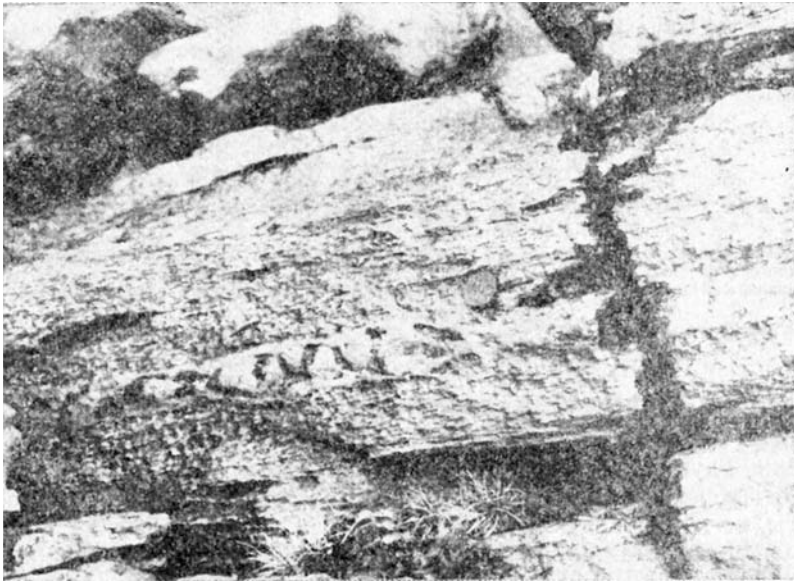


Рис. 60. Сложнодеформированные дунит-гарцбургиты Визувшорской структуры. В породах видна вторая ориентировка энстатитовых шлиров, скоплений, расположенных под углом к более ранней, совпадающей с залеганием дунитовых полос (обн. 274).

обусловлена только скольжением по $\{Okl\} [100]$ с ориентировкой по форме; практически во всех случаях наблюдаются угловые взаимоотношения осей индикатрисы с уплощенностью и линейностью оливина (угол между максимумом оси Ng и линейностью варьирует от 20 до 50°). С другой стороны, отмечаемая здесь линейно-плоскостная ориентировка хромшпинелида демонстрирует большую взаимосвязь с оптической ориентировкой оливина; при этом плоскость уплощенности хромшпинелида, близкая к полосчатости, субнормальна поясу осей Nm, Nr, и вблизи нее располагается максимум оси Ng оливина, контролируемый линейностью.

Таким образом, здесь, как и в ультрабазитах Кэрдоменшорской структуры, в минеральной ориентировке зафиксировано не менее двух этапов перестройки. На раннем этапе, в процессе пластической деформации (посредством скольжения по системе $\{Okl\} [100]$ в оливине) образуется уплощенность и линейность зерен оливина и хромшпинелида, закономерно связанная с указанным типом оптической ориентировки оливина (близость линейности к оси Ng). Позднее изменение условий деформации (смена $\{Okl\} [100]$ на $\{110\} [001]$ и $(100) [001]$) способствовало переориентировке уплощенности и линейности оливина в новое положение при сохранении раннего узора ориентировки и прежнего положения уплощенности и линейности хромшпинелида (вследствие его меньшей пластичности).

Визувшорская структура

Откартирована на участке, ограниченном с севера по ручью Визувшор, а с востока долиной р. Макар-Рузь (размах крыльев в поперечном сечении около 5 км). Характерная ее особенность — присутст-



Рис. 61. Фрагмент строения области замыкания Визувшорской структуры. Зарисовка канавы К-1053, пройденной в дунитах (план).

1 — дуниты с хромитовой вкрапленностью (шлифовидно-полосчатые); 2 — хромитовые руды густо-вкрапленного типа (или массивные); 3 — маломощные, секущие полосчатость прослои (жилы) дунитов; 4 — дуниты безрудные; 5 — ориентировка полосчатости (а) и осевых плоскостей мелких субизоклинальных складок (б).

вие крупного (1,4×3,8 км) дунитового тела, вытянутого в меридиональном (СВ 20°) направлении. Породы, вмещающие это тело, представлены дунит-гарцбургитовым комплексом, в составе которого широко распространены «ячеистые», сложнодеформированные гарцбургиты, не характерные для описанных структур.

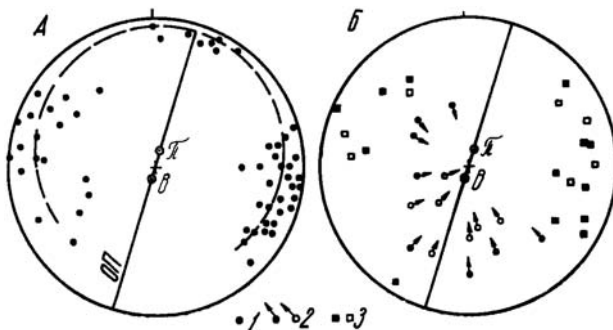
В ультрабазитах, как правило, можно наблюдать две плоскостные ориентировки (рис. 60). Одна из них, имеющая северо-восточное простирание (наиболее отчетливая), обусловлена субпараллельным расположением дунитовых полос в гарцбургитах; вторая, субмеридиональная, обусловлена шлифово-уплощенными скоплениями энстатита в гарцбургите и по простиранию отклоняется от первой на угол до 30–40°. В дунитовых полосах отмечаются трещины скалывания (?), выполненные агрегатом свежего энстатита; ориентировка части из них близка или совпадает со второй ориентировкой, что интерпретируется нами как свидетельство более позднего происхождения второй ориентировки.

В западном крыле структуры (к западу от дунитового тела) полосчатость (ранняя) имеет крутое, до субвертикального, залегание, с падением на восток, а простирание меняется от субмеридионального на юге до северо-восточного на широте ручья Визув-Шор. Примечательно, что эти сложнодеформированные гарцбургиты прослеживаются далее в глубь массива вплоть до меридиана р. Кэрдомен-Шор, где встречаются в виде изолированных участков.

Дуниты, являющиеся составной частью структуры, имеют средне-мелкозернистое строение и отчетливую хромшпинелидовую полосчатость. В северной части дунитового тела эта хромшпинелидовая полосчатость из субмеридионального положения плавно разворачивается в субширотное, фиксируя тем самым замыкание контура дунитового тела и, вероятно, структуры в целом. Детали строения этой части структуры прекрасно наблюдаются в ряде канав (К-1053 и др.), пройденных на хромиты (рис. 61). Обращает внимание развитие локальных сжатых (до изоклинальных) складок хромшпинелидовой полосчатости, которые имеют субвертикальную ориентировку шарниров и осевых плоскостей (последние ориентированы в меридиональном направлении). Для сплошных хромитовых прослоев, участвующих в складчатости, более характерен будинаж и разлинзование хромитовых тел. Примечательно, что в дунитах с хромитовой вкрапленностью наблюдаются секущие, маломощные дунитовые полосы, «очищенные» от рудной вкрапленности, располагающиеся субпараллельно осевым плоскостям складок.

Рис. 62. Структурные диаграммы линейно-плоскостных элементов в ультрабазитах Визувшорской структуры.

A — полюса полосчатости (57 замеров), *B* — уплощенности и линейности. Проекция на верхнюю полусферу. *1* — полюса полосчатости; *2* — линейность; *3* — уплощенность (заштрихованные знаки — ранние структурные элементы); *ОП* — осевая плоскость; *В* — шарнир; π — центр конической траектории (показана штриховой линией).



В восточной, краевой части дунитового тела характерно присутствие островков, реликтовых полос гарцбургитов, сохранившихся от «растворения»; ориентировка полосчатости занимает различное положение по отношению к хромшпинелидовой полосчатости вмещающих дунитов.

Кроме этого дунитового тела, в гарцбургитах отмечаются дунитовые жилы (полосы), согласные с полосчатостью или секущие ее и ориентированные в субмеридиональном и северо-восточном направлении. С дунитами этого блока связаны хромитовые концентрации Западного рудного поля. Жильная серия клинопироксенитов и габброидов здесь развита слабо, более обычны ортопироксениты, реже плагиоклазиты. Следует отметить, что севернее дунитового тела, в борту долины р. Макара-Рузь, обнаруживаются крупные глыбы оливин-энстатитовых пород и сагвандитов с признаками их субкоренного (!) происхождения. Согласно устному сообщению В. Ю. Алимова и Н. В. Вахрушевой, подобные субкоренные выходы сагвандитов встречены ими и в районе участка Центральный на значительном удалении от осевой зоны метаморфизма.

В восточном крыле структуры породы дунит-гарцбургитового комплекса по своим макроструктурным особенностям аналогичны отмеченным. Это также сложнодеформированные, нередко с двумя видимыми в обнажении ориентировками полосчатости, гарцбургиты с жильно-полосчатым комплексом дунитов. Ориентировка ранней полосчатости здесь менее стабильна, варьирует по простиранию от субмеридиональной до северо-западной; не исключено, что полосчатость в этом крыле деформирована мелкомасштабной складчатостью.

Приведенная краткая характеристика строения юго-западной части массива показывает, что данная структура отличается от описанных. В геометрическом плане она приближается к цилиндрическому типу, так как полюса полосчатости на диаграмме контролируются траекторией дуги большого круга. Шарнир, определенный методом β -пересечений, погружается на северо-восток под углом 85° , осевая плоскость структуры имеет вертикальное залегание с простиранием 17° (рис. 62, А).

Петроструктурные данные подтверждают полевые наблюдения о значительном уровне деформированности гипербазитов этого участка массива. Микроструктуры ультрабазитов соответствуют таблитчато-порфирукластическому (крылья структуры) и мозаично-равнозернистому (дунитовое ядро) деформационным типам.

В ультрабазитах отчетливо устанавливается уплощенность зерен

оливина, хромита и несколько хуже — их линейность. Уплощенность стремится расположиться по отношению к осевой плоскости структуры субпараллельно, хотя в целом ориентировка ее более сложная (конвергентно-дивергентный веер). Минеральная линейность, определенная главным образом в ориентированных срезах, демонстрирует на диаграмме тенденцию к рассеиванию по малодуговой траектории, вокруг шарнира структуры (см. рис. 62, Б). На диаграмме заметно стремление микролинейности оливина (в отличие от хромшпинелидовой) концентрироваться вблизи шарнира, что сближает ее с *b*-типом линейности.

Ориентировка осей оптической индикатрисы оливина в Визувшорской структуре часто существенно отличается от описанной, что обусловлено появлением второго типа узора с максимумом оси N_p и поясовыми концентрациями двух других осей. Микроструктуры дунитов и гарцбургитов свидетельствуют, что подобный тип узора вызван механизмом синтетектонической рекристаллизации.

В западной части структуры узор ориентировки оливина характеризуется стабильным положением максимума оси N_p , субнормального уплощенности и имеющего субширотное простираение (см. рис. 48, обр. 423, 428, 274, 275); концентрации двух других осей образуют пояс субмеридиональной ориентировки. В дуните (обр. 423) в поясовом узоре оси N_g выделяются два максимума: субгоризонтальный и субвертикальный, контролируемые соответственно положением микролинейности хромшпинелида и оливина (плоскости уплощенности этих минералов имеют близкую ориентировку). В гарцбургите (обр. 428) узор ориентировки оливина характеризуется одним (растянутым в полупояс) наклонным максимумом оси N_g , к которому тяготеет линейность хромшпинелида и оливина.

Эти примеры, на наш взгляд, явно отражают существование двух ориентировок в ультрабазитах. Первичная ориентировка, выраженная субгоризонтальным максимумом оси N_g (с близкой к нему хромшпинелидовой линейностью) и определяемая внутризерновым скольжением оливина по системе (010) [100] (ортогональный тип узора), впоследствии усложняется вращением вокруг максимума оси N_p , что приводит к появлению субвертикального максимума оси N_g и линейности оливина; в образовании нового (поясового) узора активная роль принадлежит синтетектонической рекристаллизации.

Кроме обычных дунитов и гарцбургитов с указанным типом микростроения в этой части разреза отмечаются ультрабазиты с двумя плоскостными ориентировками, наблюдаемыми непосредственно в обнажениях (см. рис. 60). Особенности их микростроения (ориентировки) сходны и отражают проявление одних и тех же процессов.

В узоре ориентировки сложнодеформированных ультрабазитов выделяется субвертикальный максимум оси N_g (с близкой к нему линейностью), но вместо обычного одного наблюдается двойной максимум оси N_p ; при этом угол между субмаксимумами (35°) равен угловому расстоянию между двумя плоскостными ориентировками (!). Данный случай, в отличие от предыдущего, где переориентировка зафиксирована только поведением оси N_g (линейности), свидетельствует о том, что иногда этот процесс фиксируется и другими структурными элементами. Совпадение плоскости минеральной уплощенности оливина и хромита со второй системой энстатитовой полосчатости свидетельствует, что в процессе пластической деформации миграция и перерас-

пределение ортопироксена осуществлялись именно по этим плоскостям. В восточной части структуры минеральная ориентировка, как, например, в образце дунита с мозаичной микроструктурой (см. рис. 48, обр. 416), довольно близка к описанной и характеризуется отчетливой оливин-хромитовой уплощенностью, субнормально к которой расположен максимум оси Np; линейность этих минералов ориентирована в северо-западном направлении и приурочена к крутопогружающемуся на запад максимуму оси Ng (находящемуся в поясе, образованном вращением вокруг оси Np). Подобная ориентировка, без сомнения, обусловлена механизмом синтетектонической рекристаллизации.

Иной тип минеральной ориентировки устанавливается в гарцбургитовом «ксенолите» из краевой части дунитового тела (см. рис. 48, обр. 419). Здесь, наряду с общераспространенным типом взаимоотношений, выраженным близостью хромшпинелидовой линейности к максимуму оси Ng и субнормальностью максимума оси Np уплощенности, наблюдается появление секущей уплощенности оливина меридиональной ориентировки и линейности северо-западного погружения, значительно отстоящей от максимума оси Ng, но близкой к локальному максимуму оси Nm.

В области замыкания структуры поведение минеральной ориентировки очень характерно (см. рис. 48, обр. 1094). Здесь, в дуните с хромшпинелидовой полосчатостью, выявленный узор ориентировки оливина почти идентичен таковому в гарцбургите из восточной части (обр. 419). Первоначально ориентировка оливина, вероятно, была связана с хромшпинелидовой полосчатостью и определялась взаимно ортогональным положением максимумов осей индикатрисы; судя по их взаимоотношениям, возможным механизмом ориентировки могло быть внутризерновое скольжение по системе (001) [100]. Усложнение этого узора связано с формированием отчетливой субмеридиональной уплощенности оливина, близкой к осевой плоскости структуры, и линейности, погружающейся к северу под углом 55°. При этом плоскость уплощенности ориентирована под углом к максимумам концентраций осей Ng, Np и проходит через максимум оси Nm, к которому тяготеет линейность оливинных зерен (близкая в то же время к шарниру структуры). Таким образом, появление этой ориентировки можно связывать со скольжением в оливине по системе {110} [001] и (100) [001].

Конгорская структура

Конгорская структура откартирована на левобережье р. Макаруз, вблизи южного контакта массива. С севера, запада и юга она ограничена крупными дизъюнктивами (в том числе Конгорским и надвигом в основании габброидной пластины), а с востока данная структура приходит в непосредственное соприкосновение с «полосчатым» комплексом (см. рис. 51, 52).

Ультрабазиты, слагающие эту часть массива, представлены главным образом полосчатыми или директивно-полосчатыми гарцбургитами с небольшим содержанием дунитов (согласной или секущей ориентировки). Характерно, что иногда эти гарцбургиты имеют «ячеистую» текстуру и нередко обнаруживают признаки второй ориентировки, что сближает их с породами Визувшорской структуры. Среди гарцбургитов отмечаются тела габбро-амфиболитов, а ближе к контакту с «полосчатым» комплексом — жильная серия клино- и орто-

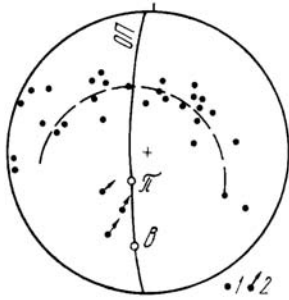


Рис. 63. Структурная диаграмма элементов Конгорской структуры. Проекция на верхнюю полусферу.

1 — полюса полосчатости (29 замеров); 2 — линейность; ОП — осевая плоскость; β — шарнир; π — центр конической траектории.

пироксенитов (преимущественно в дунитах). Общее простирание контакта между гарцбургитами и «полосчатым» комплексом имеет субмеридиональную ориентировку (СВ 10–20°).

Плоскостные элементы в пределах данного блока имеют следующее залегание. На юге — северо-западное (или западное) простирание полосчатости с падением на северо-восток под углом 30–50°, которое почти под прямым углом срезается контактом массива. Примерно в 1,5 км севернее контакта полосчатость меняет свою ориентировку на северо-северо-восточную с падением на северо-запад под углом 40–70°, а еще севернее, ближе к долине кара Молдаванцева, вновь разворачивается, приобретая северо-северо-западное простирание, с падением на северо-восток. Отсутствие в этом блоке проявлений крупной дизъюнктивной тектоники позволяет считать его структурно-однородным, а строение — обусловленным пликативными дислокациями. С учетом этого по ориентировке плоскостных элементов устанавливается, что Конгорская структура в западной части имеет синформное, а в восточной — антиформное строение. Залегание полосчатости в восточном крыле антиформы согласно с залеганием полосчатости в краевой части дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса.

Геометрический анализ ориентировки плоскостных элементов показывает, что полюса полосчатости на стереопроекции (рис. 63) рассеиваются по малодуговой траектории, следовательно, Конгорскую структуру можно отнести к коническому типу. Шарнир структуры, определенный методом β-пересечений полосчатости, погружается в северном направлении под углом около 35°, а осевая плоскость имеет субвертикальное залегание с тем же простиранием.

По своим деформационным особенностям, в частности, по широкому спектру рекристаллизованных микроструктур, часть ультрабазитов данного блока сопоставима с визушорскими. Определенной закономерности в пространственном размещении типов микроструктур нами не выявлено, но установлено, что по направлению к контакту с полосчатым комплексом в оливиновой матрице резко уменьшается количество необластов. Так, например, в северной части структуры, вблизи полосчатого комплекса, гарцбургиты имеют протогранулярно-порфиروкластический тип микроструктуры.

В области южного замыкания синформы оптическая ориентировка оливина в гарцбургитах с мозаично-таблитчатым и порфирокластическим типом микроструктуры (рис. 64, обр. 1099, 1101), несмотря на их различное структурное положение, имеет черты сходства.

Ориентировка оливина в гарцбургите первого типа (обр. 1099) выражена поясами осей Nm, Nr, которые образованы вращением вокруг обширного субгоризонтального максимума оси Ng, юго-восточного простирания. Данный узор ориентировки контролируется двумя типами линейно-плоскостных элементов. Первый тип представлен уплощенностью (близкой к полосчатости) хромшпинелида, положение ко-

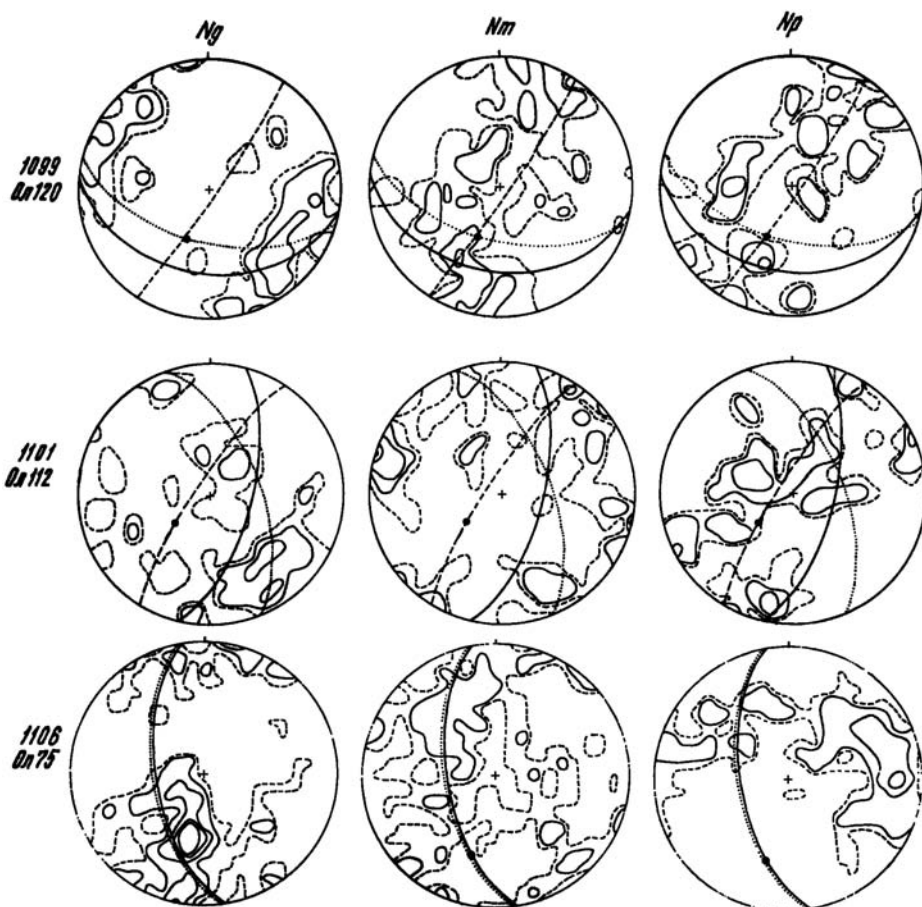


Рис. 64. Ориентировка оливина в гарцбургитах Конгорской структуры.

торой относительно осей индикатрисы (максимум N_g в плоскости уплощенности) указывает на взаимосвязь минеральной ориентировки со скольжением по системе $\{Okl\} [100]$ и, возможно, с синтетектонической рекристаллизацией. Второй тип выражен субнормально (по отношению к первому элементу) ориентированной уплощенностью и четкой линейностью (контролируемой пересечением уплощенностей) оливина; при этом уплощенность располагается субнормально оси N_g , а линейность тяготеет к статическому максимуму оси N_m . Такие взаимоотношения уже отмечались и интерпретировались нами как проявление скольжения по системе $\{110\} [001]$ и $(100) [001]$ в оливине.

Ориентировка оливина в гарцбургите второго типа (см. рис. 64, обр. 1101) более сложная, что, наряду с нечетко выраженной уплощенностью и линейностью, затрудняет интерпретацию. Данный узор ориентировки близок к рассмотренному как по типу, так и по положению главного максимума оси N_g и сложного пояса оси N_p ; взаимоотношение этих элементов с хромшпинелидовой уплощенностью, как и в первом случае, вероятно, обусловлено идентичным ориентирующим процессом. Отличие второго узора выражено появлением в нем поясов

оси Nm (субгоризонтальный) и Ng. Уплотненность оливина, в отличие от хромшпинелидовой, занимает положение, близкое к осевой плоскости структуры (аналогично обр. 1099), но связь этого элемента с узором ориентировки оливина не совсем ясна (варианту интерпретации с использованием скольжения в направлении [001] противоречит ориентировка линейности оливина, не имеющая видимой связи с этой осью).

В области антиформного перегиба оптическая ориентировка оливина в протогранулярно-порфиорокластическом гарцбургите (см. рис. 64, обр. 1106) характеризуется узором, который обусловлен отчетливым поясовым вращением осей Nr, Nm вокруг максимума оси Ng и менее заметным вращением осей Ng, Nm вокруг локального максимума оси Nr. Уплотненность (совпадающая с полосчатостью) и линейность оливина ориентированы так, что последняя совпадает с максимумом оси Ng, лежащим в плоскости уплотненности, которая ориентирована субнормально поясу (и главному максимуму) оси Nr. Эти взаимоотношения обусловлены механизмом внутризернового скольжения в оливине по системе $\{OkI\}$ [100] и отчасти механизмом синтетектонической рекристаллизации.

Таким образом, в ультрабазитах данной структуры также обнаруживаются признаки наложения пластических деформаций, которые зафиксированы разными типами линейно-плоскостных элементов и ориентировкой индикатрисы оливина. Ранняя (хромшпинелидовая) уплотненность подчинена ориентировке полосчатости (в обр. 1099, 1106 – дивергентный, в обр. 1101 – конвергентный веер уплотненности), а более поздняя (уплотненность оливиновых зерен) – подчинена ориентировке осевой плоскости; линейность зерен оливина (частично и хромшпинелида) имеет тенденцию концентрироваться вблизи шарнира структуры (см. рис. 63).

Поведение линейно-плоскостных элементов, оптической ориентировки, деформационных микроструктур и других признаков свидетельствует о том, что Конгорская структура является структурой «переходного» типа, в которой сочетаются особенности, присущие ранним складчатым структурам (типа Кэрдоменшорской) и поздним (типа Визувшорской).

Леквожский фрагмент

В строении данного участка массива (см. рис. 51) участвуют переработанные породы дунит-гарцбургитового комплекса. Ранние элементы ориентировки выражены плохо различимой полосчатостью в гарцбургитах или согласной с ней хромшпинелидовой полосчатостью (уплотненностью). В системе полосчатости нередко наблюдается будинирование полос дунитов. Залегание плоскостных элементов в целом пологое, с углом наклона 20–40°.

В западной части Леквожского фрагмента, на площади с хромитовым проявлением Лек-Вож, по залеганию полосчатости намечается¹ довольно крупная антиформная складка северо-восточного (60°) простирания, шарнир которой полого погружается в том же направлении. Северное крыло складки, по всей видимости, составляет единое целое

¹ Систематические исследования здесь не проводились, поэтому детали строения складки остаются неясными.

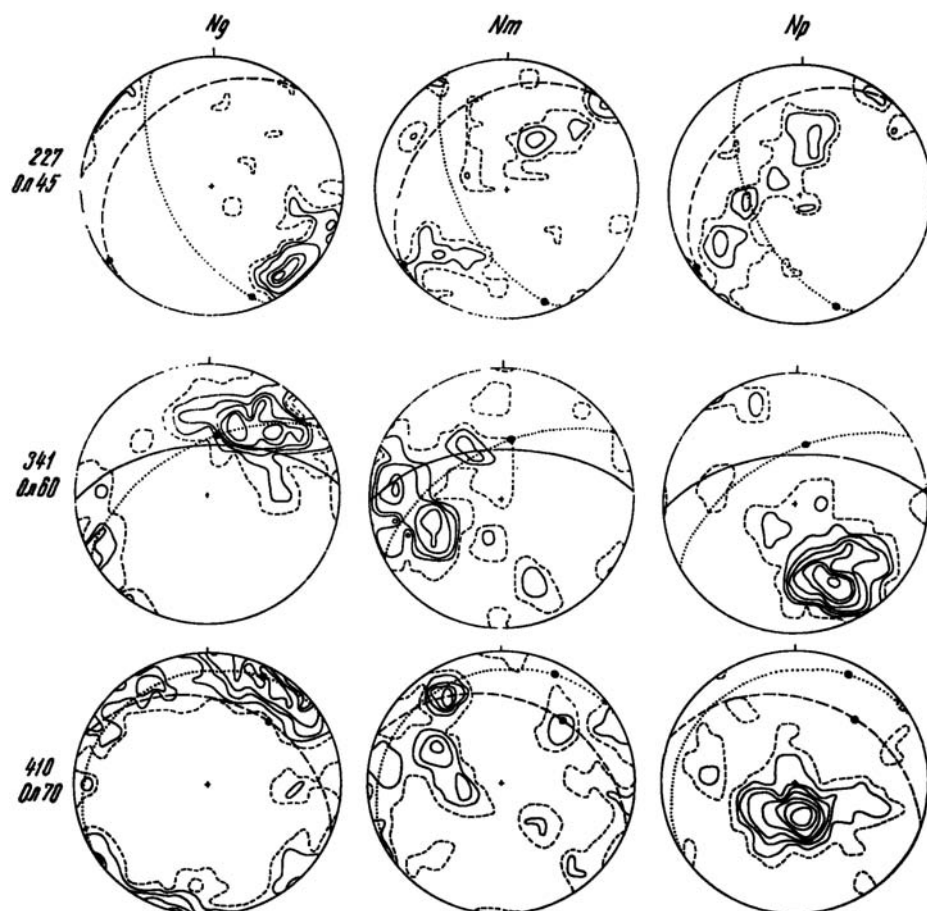


Рис. 65. Ориентировка оливина в ультрабазитах Леквожского и Верхнеенгайского фрагментов. Изолинии на диаграммах проведены через 2—4—6—8... % на 2 %-ной сетке Шмидта.

с южным крылом Верхнесобской структуры; полосчатость имеет здесь субширотное простирание, с падением на север. В южном крыле преобладают пологие юго-восточные падения, а вблизи западного контакта массива полосчатость разворачивается в субмеридиональное положение с падением на восток под углом 45—60°. В области замыкания преобладают северо-западные простирания, которые и обуславливают «нетипичную» ориентировку части дунитовых тел и сопряженных с ними хромитов, наряду с обычной северо-восточной ориентировкой в крыльях.

В восточной части Леквожского фрагмента (водораздел рек Сось, Макар-Рузь) преимущественно развиты рассланцованные, антигоритизированные породы дунит-гарцбургитового комплекса с пологим (20—45°) юго-восточным падением реликтовой полосчатости. Это преобладающее залегание в северной части (истоки р. Сось) меняется на противоположное, фиксируя тем самым антиформный перегиб, который в плане несколько смещен относительно оси Леквожской складки.

Таким образом, на территории Леквожского фрагмента картируется

довольно крупная антиформная структура, видимо, «комплементарная» Верхнесобской синформе. Развитие же здесь мощной полосы апогипербазитовых гнейсо-сланцев, имеющих характерный лейстовый тип деформационной микроструктуры, указывает на приуроченность к этой части массива линейной зоны позднего, низкотемпературного, пластического течения.

Петроструктурное изучение ультрабазитов не обнаружило существенного их отличия от ультрабазитов Верхнесобской структуры. В плане деформационных микроструктур здесь также преобладают протомезогранулярные типы, встречающиеся в виде реликтовых участков среди оливин-антигоритовых, тремолитовых гнейсо-сланцев с лейстовыми типами микроструктур. По направлению к южной границе фрагмента отмечено постепенное возрастание роли порфирокластических типов.

Для характеристики минеральной ориентировки в ультрабазитах Леквожского фрагмента использован протогранулярный дунит (обр. 227) из согласного с полосчатостью прослоя в апогарцбургитовом гнейсо-сланце и гарцбургит (обр. 217) с порфирокластическим типом микроструктуры, вблизи южной границы фрагмента.

Ориентировка оливина в образце протогранулярного дунита в северной части фрагмента (рис. 65, обр. 227) обладает четким узором, который обусловлен поясовым вращением осей N_p , N_m около субгоризонтального максимума оси N_g . Выявленные в образце две линейно-плоскостные ориентировки соотносятся с этим узором следующим образом. Хромшпинелидовая уплощенность, близкая к полосчатости, ориентирована субперпендикулярно поясу осей N_p , N_m , а линейность располагается под углом около 20° к субгоризонтальному максимуму оси N_g , указывая на вращательный (скальывающий) характер деформации. Полого залегающая уплощенность оливина северо-восточного простирания ориентирована почти под прямым углом к хромшпинелидовой уплощенности и контролирует положение пояса осей N_m , N_p (с максимумом оси N_g эта плоскость образует угол около 60°); линейность оливиновых зерен имеет субгоризонтальную ориентировку того же простирания и близка к максимуму оси N_m . Наблюдаемая ориентировка сопряжена своим образованием с пластической деформацией оливина, осуществлявшейся первоначально внутризерновым скольжением по системе $\{Okl\}$ $[100]$, а затем скольжением по системе $\{110\}$ $[001]$ в более низкотемпературном режиме.

В гарцбургите с порфирокластическим типом микроструктуры (южная часть фрагмента) узор ориентировки оливина довольно близок к рассмотренному, с тенденцией к поясовому вращению осей N_g , N_m вокруг субвертикального максимума оси N_p (см. рис. 50, обр. 217). Уплощенность зерен хромита совпадает с полосчатостью, в то время как уплощенность оливина имеет более крутое падение при том же северо-восточном простирании. Как следует из диаграммы, первый элемент контролирует положение максимумов концентраций осей N_g , N_m (линейность при этом близка к N_g) и субнормален максимуму оси N_p , а второй (уплощенность оливина) располагается наклонно к осям N_g , N_p с линейностью, близкой к N_m .

Таким образом, ориентировка здесь еще более сложного типа по сравнению с предыдущей, в ней запечатлены не только процессы пластической деформации (разнотемпературного уровня), но и синтектонической рекристаллизации.

Близость пространственной ориентировки оливина в обоих случаях свидетельствует о том, что ориентировка поля напряжений в этой части массива оставалась стабильной на протяжении указанных динамических преобразований.

Верхнеенгайский фрагмент

В пределах выделенной части массива, расположенной восточнее Леквожского фрагмента (см. рис. 51), широко распространены измененные породы дунит-гарцбургитового комплекса, внешне идентичные описанным; среди них в северной части фрагмента выделяются полосы (линзы, тела) пегматоидных дунитов. Плоскостные элементы выражены здесь гнейсовидностью (гнейсо-сланцеватостью) и хуже — обычными типами полосчатости; в отдельных участках наблюдается полосчатость, обусловленная планпараллельной ориентировкой полос клинопироксенитов в гарцбургитах (рис. 66).

Гнейсовидность нередко пересекает полосчатость и имеет, как правило, стабильное северо-восточное или субширотное простирание. В ряде случаев гнейсовидность выполняет функцию кливажа осевых плоскостей мелких складок, шарниры которых погружаются на юго-восток под углом $30-40^\circ$.

Идентичность состава, строения, ориентировки этих гнейсовато-сланцевых гипербазитов и леквожских позволяет считать их фрагментами единой полосы северо-восточной ориентировки, выделяемой нами под названием северной линейной зоны пластического течения; по отношению к ранним элементам внутренней структуры массива зона является наложенной.

Ориентировка ранних плоскостных элементов здесь существенно иная, чем в Верхнесобской и Леквожской структурах. Полосчатость в центральной части фрагмента имеет северо-западное простирание с падением на северо-восток под углом $40-70^\circ$, в то время как вблизи восточного контакта массива ее залегание меняется на обратное. Учитывая это, можно предполагать здесь фрагмент структуры синформного строения, имеющей северо-западное простирание. В южной части площади, на меридиане р. Енга-Ю, наблюдается постепенный разворот полосчатости, которая приобретает северо-восточное простирание с падением на юго-восток под углом $20-60^\circ$.

Петроструктурное изучение этой части массива показывает, что в участках, не затронутых процессами позднего низкотемпературного пластического течения (рассланцевания), микроструктуры пород соответствуют преимущественно слабдеформированным протогранулярным типам, однако к южной границе фрагмента степень деформированности ультрабазитов возрастает, обуславливая появление порфирикластических типов.

Ориентировка оливина изучена в южной части фрагмента в гарцбургитах с протогранулярным и порфирикластическим типом микроструктуры. В обеих разновидностях узор ориентировки оливина характеризуется заметной ортогональностью осей, которая усложняется поясным вращением осей N_g , N_m вокруг максимума оси N_p (см. рис. 65, обр. 410, 341). Уплотненность зерен оливина (близкая к полосчатости) ориентирована субнормально этому максимуму, а линейность, контролируемая положением максимума оси N_g , погружается на юго-запад и юг соответственно под углом 35 и 55° . В обр. 410 отмечается более



Рис. 66. Субпараллельные жилы клинопироксенитов, согласные с ориентировкой ранней полосчатости гарцбургитов. Обн. 265, Верхнеенгайский фрагмент.



Рис. 67. Мелкие изоклиальные складочки хромитовых шпиров в дуните. Обн. 382, Верхнекэрдоменшорский фрагмент.

ранняя ориентировка по хромшпинелиду; линейность последнего имеет субгоризонтальное положение.

Сравнение с ориентировкой оливина в гарцбургитах южной части Леквожского фрагмента свидетельствует об их несомненном сходстве. Наблюдаемые же взаимоотношения линейно-плоскостных элементов и оптической ориентировки указывают на двуэтапность их формирования; на последнем этапе пластическое течение в ультрабазитах этой части приобретает заметно выраженный линейный характер и обуславливает (при активной роли механизма синтетектонической рекристаллизации) появление устойчивого Np-типа узора и переориентировку ранней линейности из субгоризонтального положения в более крутое.

Верхнекэрдоменшорский фрагмент

В распространенном комплексе пород на данной территории преимущественно развиты гарцбургиты, которые в южной части интенсивно тектонизированы на уровне гнейсо-сланцев, а в северной — испытали преобразования на уровне «вторичных» гарцбургитов. Дуниты картируются среди них в виде маломощных разноориентированных жил, полос, реже крупных тел (в северной части), субсогласных с полосчатостью.

Ориентировка ранней полосчатости в гарцбургитах имеет, как и в Верхнеенгайском фрагменте, северо-западное простирание с падением на северо-восток под углом 20—50°; наряду с этим генеральным простиранием, отмечаются плавные изгибы полосчатости. В восточной (приконтактной) части полосчатость имеет преобладающее юго-западное падение, указывая на более сложное (возможно, синформное) строение фрагмента.

Другие плоскостные элементы выражены гнейсовидностью (сланцеватостью) или хромшпинелидовой полосчатостью в дунитах. Гнейсовидность имеет преимущественно субширотное простирание и несет раннюю полосчатость. Хромшпинелидовая полосчатость часто согласна с ориентировкой полосчатости в гарцбургитах и иногда деформирована складчатостью. Проявление последней наблюдалось нами в русле левого притока р. Кэрдоменшор (в южной части фрагмента), где в сравнительно крупном теле пегматоидных дунитов, расположенном вдоль стыка с Кэрдоменшорской структурой, шпирь, полосы хромитов смяты в систему мелких изоклиальных складок (рис. 67). Шарниры этих складок ориентированы субвертикально, а осевые плоскости имеют субширотное простирание.

Рассланцевание (гнейсоватость), изоклиальная складчатость в ультрабазитах южной части фрагмента отражают существование в этой области локальной линейной зоны пластического течения, ориентированной вкрест общего простирания ранних структур.

По данным петроструктурного изучения, ультрабазиты, в зависимости от их конкретного положения в общей структуре, обладают различным микростроением. Например, в северной части, в области центральной линейной зоны пластического течения и перекристаллизации, гарцбургиты деформированы на уровне мезогранулярно-порфиروкластических типов (средний размер необластов оливина 0,2—0,5 мм) и содержат в микроструктуре порфиробластический энстатит размером до 1—2 см. В южной части рассланцованные гарцбургиты и дуниты демонстрируют признаки динамической рекристаллизации, аналогич-

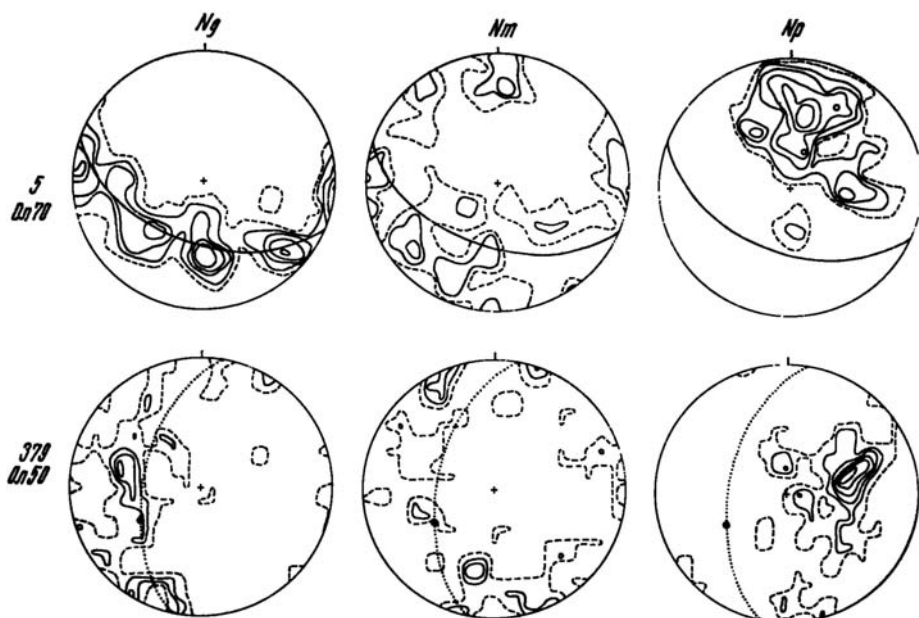


Рис. 68. Ориентировка оливина в ультрабазитах Верхнекэрдоменшорского фрагмента.

ной той, которая наблюдается в породах Южного фрагмента. Микроструктуры в них отвечают мелкозернистым, порфирукластическим типам. На остальной территории фрагмента преобладают деформационные микроструктуры протогранулярно-мезогранулярного типов.

Ориентировка оливина в гарцбургитах с различающимися типами микроструктур характеризуется близким строением узоров (рис. 68), в которых выделяется отчетливый максимум оси N_p , субнормальный уплощенности (полосчатости), и пояса двух других осей. Кроме того, в узоре (см. рис. 68, обр. 379) заметно ортогональное более раннее (?) строение, причем микролинейность оливина, близкая к агрегатной энстатит-хромшпинелидовой макролинейности, контролируется положением максимума оси N_g .

Рассмотренный материал показывает, что формирование структуры этой части массива, как и ранее описанных фрагментов, не было результатом одноактного процесса и определялось различной динамической обстановкой. Судя по микростроению ультрабазитов, широко-масштабное пластическое течение (вероятно, посредством механизма внутризернового скольжения в оливине по системе $(010) [100]$) сменяется на более поздних этапах течением в узлолокализованных линейных зонах, где в роли ориентирующего механизма активно выступает синтетектоническая рекристаллизация оливина.

Южный фрагмент

Территория Южного фрагмента отвечает области преимущественного развития дунит-гарцбургитового комплекса с повышенным содержанием дунитовой составляющей. В его составе отмечаются как сравнительно небольшие тела, линзы дунитов, так и ряд более крупных

тел, среди которых выделяется своим размером (2×4 км) центральное дунитовое тело (ЦДТ), контролирующее хромитовое оруденение массива Рай-Из. Внутреннее строение дунит-гарцбургитового комплекса к западу и востоку от ЦДТ специфично, поэтому мы выделяем соответственно западную и восточную части в составе фрагмента (см. рис. 52).

Восточная часть отвечает крупному (~ 7×10 км) блоку в между-речье Кэрдоменшор и Полойшор, который сложен сетчато-полосчатым и полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом. Вблизи ЦДТ комплекс предельно насыщен дунитами, которые, судя по их ориентировке, в отдельных участках имеют штокверковое строение.

Особенность строения ультрабазитов данного участка массива — практически повсеместное развитие в них тонкой гнейсо-сланцеватости и уплощенности минералов², которой подчинена (но не всегда с ней совпадает) слабовыраженная энстатитовая или хромшпинелидовая полосчатость. Ориентировка гнейсоватости (сланцеватости) на большей части территории имеет стабильное, субширотное простирание с субвертикальным падением. В районе ручья Иашор гнейсо-сланцеватость тальк-тремолитизированных, серпентинизированных гарцбургитов и дунитов пересекает ориентировку ранней хромшпинелидовой полосчатости, которая имеет северо-северо-восточное простирание.

В плане область распространения рассланцованных метагипербазитов имеет линзовидно-трапециевидную форму, достигая максимальной мощности (около 5 км) на меридиане р. Енга-Ю и постепенно сужаясь в восточном направлении, прослеживается далее, на территорию Верхнекэрдоменшорского фрагмента. Эту вытянутую полосу ультрабазитов, в целом дискордантную к ориентировке ранних структурных элементов, мы выделяем под названием южной линейной зоны пластического течения. По ряду признаков она сопоставима с центральной (и отчасти, с северной) зоной.

Петроструктурное изучение ультрабазитов подтверждает полевые наблюдения о значительной степени деформированности пород этой части массива. Среди деформационных микроструктур преобладают мелкозернистые, мозаично-равнозернистые, порфиромозаичные (порфирикластические) типы. Размер необластов оливина 0,1—0,3 мм, при этом отмечается тенденция относительного увеличения его размеров (до 0,3—0,4 мм) вкост простирания зоны к центру массива. Указанные деформационные микроструктуры встречаются как в гарцбургитах, так и в дунитах, но в последних отмечаются и крупнозернистые (пегматоидные) микроструктуры, часть из которых явно более поздние.

Как показывает изучение деформационных микроструктур из различных участков данного фрагмента, их пространственное размещение чаще имеет сложный, дискретный характер, непохожий на обычную зональность, например, на Полойшорском участке (рис. 69).

Ориентировка оливина изучалась как непосредственно в ультрабазитах зоны течения, так и за ее пределами (см. рис. 52). В гарцбургите с протогранулярной структурой ориентировка оливина характеризуется поясовым узором, на фоне которого выделяется максимум оси Ng, с близкой к нему микролинейностью (полого погружающейся к востоку) и уплощенностью оливина и хромшпинелида; последняя

² Нередко эта сланцеватость настолько тонкая, что ультрабазиты имеют псевдомассивный облик.

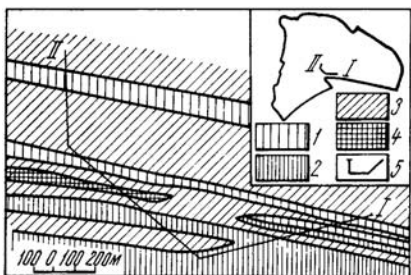


Рис. 69. Характер динамометрической зональности в южной части массива (Полойшорский участок).

1—4 типы микроструктур: 1 — протогранулярный, 2 — мезогранулярный, 3 — порфиробластовый, 4 — мозаичный; 5 — линия детального разреза (I — II). На врезке — положение линии разреза.

располагается субнормально к поясу оси N_p (и главному максимуму в нем) и ориентирована в субширотном направлении (см. рис. 49, обр. 386). Подобный тип узора и его взаимоотношения с линейно-плоскостными элементами указывают на возникновение ориентировки оливина в результате внутризернового скольжения по системе $\{Ok\}$ $[100]$ и ее усложнения процессом синтетектонической рекристаллизации. В апогарцбургитовом гнейсо-сланце с мелкозернистой мозаичной структурой в узоре ориентировки оливина, несмотря на слабую концентрацию осей, выделяется обширный максимум оси N_p , субнормальный уплощенности хромшпинелида, и аналогичные по строению максимумы двух других осей, лежащих в этой плоскости (см. рис. 49, обр. 65); линейность, близкая к статистическому максимуму оси N_g , погружается в северо-восточном направлении под углом около 45° . В дуните с псевдомассивной текстурой и аналогичной микроструктурой, залегающем среди апогарцбургитов, узор ориентировки оливина ортогонального типа (см. рис. 49, обр. 72). Здесь перпендикулярно уплощенности располагается максимум оси N_g ; максимум оси N_m располагается субгоризонтально в этой же плоскости и контролируется микролинейностью, а максимум оси N_p имеет субвертикальную ориентировку. Резкое различие узоров в дунитах и гарцбургитах, наряду с идентичностью микроструктур и близкой ориентировкой линейно-плоскостных элементов, на наш взгляд, может свидетельствовать о том, что процесс пластического течения в дунитовых полосах (телах) и гарцбургитах (до массовой рекристаллизации) протекал при различных T_e -параметрах. В гарцбургитах пластическое течение могло осуществляться внутризерновым скольжением оливина по системе (010) $[100]$, а в дунитах — по более низкотемпературной системе (100) $[001]$; проявленная впоследствии синтетектоническая рекристаллизация (при той же ориентировке поля напряжений) лишь усложнила эти узоры ориентировки.

Западная часть фрагмента характеризуется широким развитием «ячеистых» (сложнодеформированных) гарцбургитов с полосами и крупными телами дунитов; среди последних центральное дунитовое тело (ЦДТ) по своей структурной позиции сопоставимо с дунитовым телом в Визувшорской структуре. Ультрабазиты, как и в восточной части, нередко имеют облик типичных кристаллосланцев, и в них, подобно визувшорским, отмечаются две плоскостные ориентировки. Ранняя ориентировка полосчатости имеет преимущественно северо-восточное простирание (с падением на юго-восток под углом более 60°), а поздняя — секущая (в том числе полосы дунитов) — имеет субмеридиональное простирание.

Особенности строения ультрабазитов этой части массива позволяют

рассматривать ее (аналогично предыдущей) как мощную линейную зону пластического течения; масштаб зоны значительно превосходит размеры фрагмента, так как севернее она занимает территорию центрального фрагмента, а южнее захватывает область Конгорской и Визувшорской структур.

В петроструктурном плане ультрабазиты восточной части характеризуются большей степенью ориентации минералов и большим средним размером необластов оливина (0,3–0,4 мм и более). Это таблитчато-мозаичные, порфиорокластически-таблитчатые типы с отчетливой тенденцией сближения размера необластов и порфиорокластов и уменьшения роли последних по мере приближения к центральной части массива.

Ориентировка оливина в ультрабазитах характеризуется следующими особенностями. В гарцбургитах (с двумя системами полосчатости) с таблитчато-мозаичным типом микроструктуры ориентировка порфиорокластов и необластов оливина идентична ориентировке оливина из визувшорских ультрабазитов (см. рис. 52). Уплотненность оливина совпадает со второй ориентировкой полосчатости и перпендикулярна одному из максимумов оси N_p , а микролинейность (круто погружающаяся на юго-восток) располагается вблизи статистического максимума оси N_m и линии пересечения плоскостей полосчатости. Хромшпинелидовая линейность, имеющая субгоризонтальную ориентировку, располагается в плоскости ранней полосчатости и близка к максимуму оси N_g (см. рис. 49, обр. 285). В дунитах, содержащих рудную вкрапленность хромитов и обладающих протогранулярно-порфиорокластической микроструктурой, ориентировка оливина заметно «смазана» ортогональностью осей индикатрисы (см. рис. 49, обр. 372). Уплотненность оливина, близкая к хромшпинелидовой полосчатости, наклонена к максимуму оси N_g под углом около 60° , в то время как концентрации двух других осей располагаются вблизи нее; микролинейность оливина погружается в северо-восточном направлении и контролируется одним из максимумов оси N_m . Эти геометрические взаимоотношения, а также наблюдаемое в ориентированных срезах «вычленение» субзерен с границами, субпараллельными границам ранних полос сброса (100), свидетельствуют о том, что в ориентировке оливина зафиксированы признаки пластического течения (скольжения) по системе $\{110\}$ $[001]$ и (100) $[001]$.

В целом, при несомненном различии восточной и западной части фрагмента, структурные парагенезисы (в том числе оптическая ориентировка оливина) слагающих их ультрабазитов обладают определенным сходством; последнее особенно наглядно демонстрируется существованием двух типов ориентировок, обусловленных различными ориентирующими процессами.

Центральный фрагмент

Данная часть массива картируется как широкая (до 3,5 км) полоса «вторичных» порфиробластовых ультрабазитов, пересекающая массив в северо-восточном направлении; в литературе она известна под названием «зоны наложенного метаморфизма» («Петрология», 1977). Большинство исследователей считают, что зона (и комплекс слагающих ее пород) трассирует область древнего глубинного разлома («Петрология...», 1977). Несмотря на несомненное отличие ультрабазитов

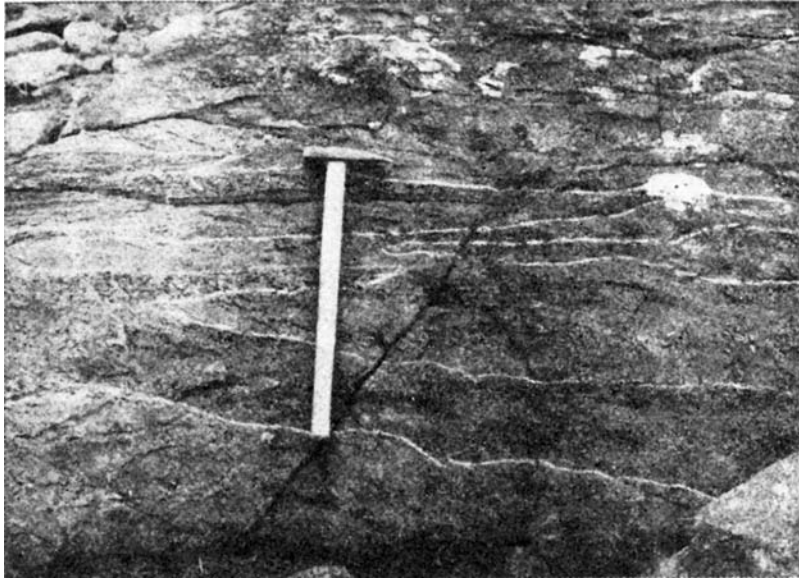


Рис. 70. Формирование порфиробластовых («вторичных») гарцбургитов в процессе перекристаллизации и перераспределения энстатита (белыми линиями оконтурены участки его концентрации). Обн. 143, Центральный фрагмент.

центрального фрагмента, целесообразно говорить только об их относительной структурно-вещественной обособленности, имея в виду, что слагаемая ими территория – составная часть более обширной области, выделяемой как центральная линейная зона пластического течения и перекристаллизации (см. рис. 51). Строение ее, в отличие от поздних зон течения (северной и южной), более сложное; обращает внимание отчетливая симметричность, обусловленная существованием осевой части шириной 500–800 м, которая сложена телами энстатититов, сагвандитов, гранатовых амфиболитов, горнблендитов и габброидов, «плавающих» в оливин-энстатитовой матрице. Осевая часть симметрично окаймляется «вторичными», идиобластовыми (порфиробластовыми) гарцбургитами, окруженными в разной степени деформированными породами дунит-гарцбургитового комплекса.

Петроструктурные наблюдения свидетельствуют о том, что порфиробластовые гарцбургиты, слагающие значительный объем зоны течения и макроскопически контрастно отличающиеся от вмещающего дунит-гарцбургитового комплекса, фактически обладают идентичными типами деформационных микроструктур оливиновой матрицы, которые представлены порфирокластическими, мозаичными, мозаично-равнозернистыми («гранобластовыми») разновидностями. Данное обстоятельство не позволяет рассматривать «гранобластовость» порфиробластовых гарцбургитов в качестве отличительного признака этих образований, а напротив, позволяет утверждать их сингенетичность (в деформационном плане) по отношению к ультрабазитам окружения. Таким образом, появление порфиробластовых гарцбургитов в зоне пластического течения обусловлено только собирательной перекристаллизацией ранее деформированного и рекристаллизованного энстатита при

незначительном изменении микроструктуры оливиновой матрицы. Ультрабазиты осевой части зоны представлены преимущественно оливин (форстерит)-энстатитовыми породами, которые, в отличие от порфиробластовых гарцбургитов, где преобразования выражены только на уровне ортопироксеновой фазы, демонстрируют признаки полной структурно-вещественной перестройки породы.

Как свидетельствуют полевые и микроструктурные наблюдения, в процессе перестройки происходит перераспределение энстатита (рис. 70), приводящее к формированию массивных (существенно энстатитовых) или полосчатых оливин-энстатитовых пород. Преобразование ультрабазитов выражается не только в морфологической перестройке и перераспределении энстатита, но и в изменении микроструктуры оливина – размер его возрастает за счет «слияния» мелких рекристаллизованных зерен, обуславливая вторично протогранулярный облик микроструктуры.

Следствием процесса образования форстерит-энстатитовых пород, вероятно, можно объяснить появление в зоне свежих крупнозернистых (пегматоидных) дунитов, фиксирующих участки депироксенизации и собирательной перекристаллизации оливина. Наблюдаемые иногда признаки скольжения во вторично перекристаллизованном оливине (полосы сброса) и энстатите свидетельствуют о том, что породы вновь испытали локальное (?) воздействие пластической деформации.

В осевой части зоны пластического течения отмечаются «экзотические» породы базитового состава, нередко метаморфизованные на уровне гранатовых амфиболитов. Их структурная позиция близка к таковой тел, даек, жил габброидов и пироксенитов, располагающихся в участках, зонах максимальных деформаций в Кэрдоменшорской, Конгорской и других структурах, хотя уровень метаморфизма в рассматриваемом случае более высок.

Изложенное позволяет предположить, что симметричное строение Центрального фрагмента (и зоны течения в целом) является отражением, во-первых, существования ранней деформационной зональности, характеризующейся возрастанием степени деформированности ультрабазитов к центру массива и, во-вторых, проявлением здесь процессов высокотемпературного порфиробластеза. Особенности строения Центрального фрагмента наиболее хорошо выражены на Кузтьевском и Енгайском участках.

Характеристика Кузтьевского участка приводится в работе («Петрология...», 1977). Авторы отмечают, что разрез здесь сложен «серией сближенных кулисообразно расположенных линз энстатитов и сагвандитов среди вмещающих идиобластовых гарцбургитов, а также габбро, габбро-амфиболитов, амфиболитов, горнблендитов и сопровождающих их редких жил габбро-пегматитов». С. В. Щербакова отмечает сложную пликативную дислоцированность в крупных телах габбро-амфиболитов, элементы стратификации которых смяты «в изоклиналиные складки, куполовидные и веерообразные структуры» («Петрология...», 1977).

Ориентировка плоскостных элементов в ультрабазитах (полосчатости, гнейсовидности) имеет здесь преобладающее северо-восточное, до субширотного, простирание с падением на юго-восток под углом 40–60° и в целом согласна с ориентировкой осевой зоны (см. рис. 51). Местами, например, в области «расщепления» осевой полосы на две ветви, это стабильное простирание меняется на субмеридиональное; ультра-

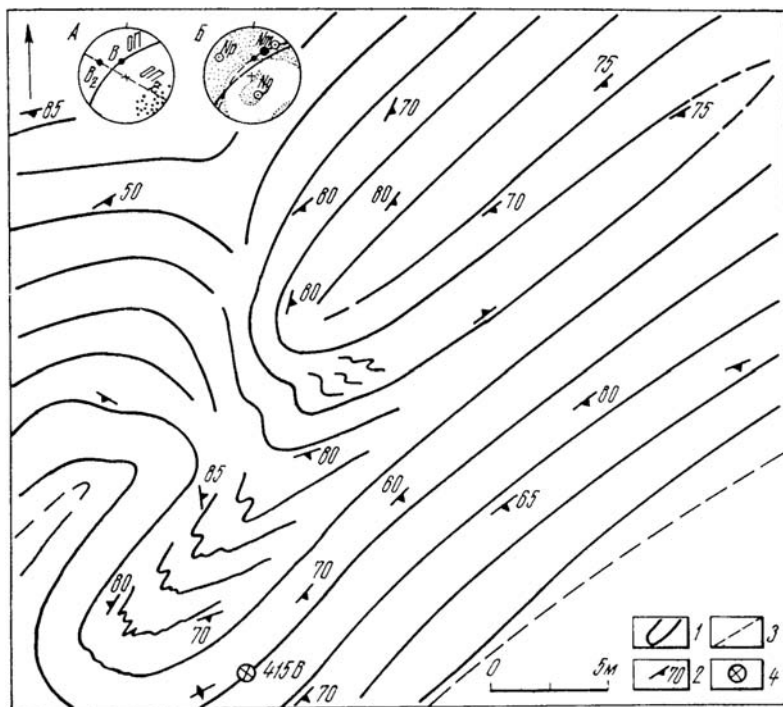


Рис. 71. Енгайская складка (зарисовка обнажения).

1 — контуры складки в зоне «вторичных» гарцбургитов; 2 — залегание полосчатости; 3 — разлом; 4 — место отбора ориентированного образца. А, Б — диаграммы полюсов полосчатости (А) и ориентировки осей индикатрисы (Б). Обр. 415 В. Зашитые кружки — полюса полосчатости; кружки с точкой — статистические максимумы осей индикатрисы оливина; края — пояса концентраций осей индикатрисы; ОП, ОП₁ — осевые плоскости; В, В₁ — шарниры; сплошная линия — плоскость полосчатости, штриховая — уплощенность и линейность.

базиты здесь (наряду с габбро-амфиболитами) имеют более сложное пликативное строение.

Учитывая, что ориентировка плоскостных элементов на этом участке Центрального фрагмента и за его пределами практически идентична, можно утверждать, что в структурном плане фрагмент составляет единое целое с остальной частью массива.

Петроструктурное изучение «вторичного» гарцбургита с Кузтьвисского участка показало, что он имеет порфиорокластическую микроструктуру оливиновой матрицы и обнаруживает отчетливую минеральную ориентировку по форме и строению. Эта ориентировка отличается субортогональным типом узора и фактически идентична ориентировке оливина, описанной для обычного гарцбургита. Здесь более ранняя хромшпинелидовая уплощенность также субнормальна максимуму оси Np, а уплощенность оливина наклонна к осям Ng, Np с линейностью, полого погружающейся к востоку и близкой к максимуму оси Nm. Единственное отличие этих ориентировок заключается в том, что в порфиорокластовом гарцбургите уплощенность оливина (а не хромита) близка к макрополосчатости.

На Енгайском участке, начиная с водораздела рек Макар-Рузь и Енга-Ю, осевая часть зоны приобретает субширотное простирание (вместо северо-восточного), а затем постепенно «выклинивается».

Строение осевой части здесь более простое; среди «экзотических» пород преобладают энстатититы, оливин-энстатитовые породы и небольшие (5×20 м) тела горнблендитов (на западе участка, вблизи ручья Левый Макал-Рузь, встречаются выходы гранатовых габбро-амфиболитов), залегающие в основном согласно с полосчатостью вмещающих порфиробластовых гарцбургитов. По отдельным зонам отмечается интенсивная милонитизация пород, а также серпентинизация, хлоритизация и карбонатизация (магнезит-доломитового типа).

Характерно, что полоса порфиробластовых гарцбургитов (и зона течения в целом), в отличие от осевой части, не меняет своей северо-восточной ориентировки, прослеживаясь вплоть до северо-восточного контакта массива. Простирающиеся плоскостные элементы в этой полосе преимущественно северо-восточные, с крутым (60–80°) падением на юго-восток. В северной части, насколько можно судить по строению области перехода от порфиробластовых гарцбургитов к вмещающим нормальным гарцбургитам, существует угловое несогласие между элементами залегания их полосчатости. Ближе к средней части разреза (включая осевую часть зоны) залегание плоскостных элементов становится нестабильным (даже в пределах отдельных обнажений), главным образом, из-за пликативной дислоцированности ультрабазитов. По ориентировке полосчатости здесь намечается область замыкания довольно крупной, сжатой складки, осложненной более мелкими складчатостями формами.

Среди встречающихся на этом участке крупных складок наиболее представительная Енгайская, откартированная на правом берегу р. Енга-Ю в крупном обнажении порфиробластовых гарцбургитов, вблизи осевой части зоны (рис. 71). Это сильно сжатая, крутонаклоненная изоклиальная складка, с падением плоскостных элементов в крыльях в юго-восточном направлении под углом 60–70°. В юго-западной части обнажения фиксируется замыкание этой складки, характеризующееся явно увеличенной мощностью и дополнительными мелкими складками той же ориентировки.

Элементы складки, по данным геометрического анализа полосчатости, имеют следующую ориентировку: осевая плоскость характеризуется юго-восточным падением (140°) под углом 66°, шарнир погружается в южном направлении (165°) под углом 63°. Кроме изоклиальной складчатости, в обнажениях отмечаются и менее напряженные складчатые формы типа открытых изгибов, по всей видимости, более поздних. Осевая поверхность одного из таких изгибов имеет вертикальное залегание и северо-западное (300°) простираение, а шарнир погружается в юго-восточном направлении (120°) под углом 38°. Взаимное положение элементов складок характеризуется субортогональной ориентировкой осевых плоскостей, причем линия их пересечения имеет крутое погружение, образуя небольшой угол с шарниром изоклиальной складки.

Петроструктурный анализ ультрабазитов в складке показал, что оливиновая матрица несет следы интенсивного пластического течения, а деформационные микроструктуры пород соответствуют таблитчато-мозаичному, мозаичному типам.

В образце порфиробластового гнейсо-полосчатого гарцбургита, в крыле складки (вблизи замыкания), ориентировка оливина характеризуется размытым ортогональным типом узора. По отношению к максимуму оси Ng уплощенность оливина расположена наклонно, а

по отношению к оси Np как наклонно (максимум в северо-западной части диаграммы), так и субнормально (максимум в юго-восточной части диаграммы). Линейность оливина контролируется максимумом оси Nm и погружается на юго-запад под углом 40° . Из сравнения с элементами складки видно, что уплощенность фактически совпадает с осевой плоскостью, а линейность ориентирована под углом 35° к шарниру складки.

Таким образом, в ориентировке оливина отражен, с одной стороны, процесс синтетектонической рекристаллизации, а с другой – внутризернового скольжения в направлении [001].

Общие особенности внутреннего строения массива

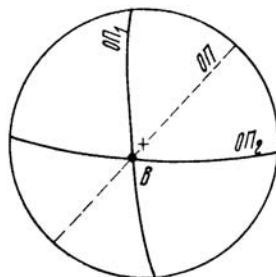
Анализ внутреннего строения массива Рай-Из выявил довольно сложную, мозаично-фрагментарную картину, в которой запечатлены признаки широкомасштабной складчатости, пластического течения в линейных зонах и вторичной перекристаллизации. Для перехода от фрагментарного к целостному восприятию внутреннего строения массива необходимо, используя выявленные структурные парагенезисы, выйти на уровень региональной интерпретации и обобщения существующих взаимосвязей. Решение этой задачи несколько упрощается, так как при характеристике выделенных структурных единиц мы уже останавливались на некоторых вопросах их формирования.

Учитывая, что комплексы пород массива испытали значительные по масштабу пликативные дислокации, остановимся на их идентификации. В массиве наиболее хорошо выражены четыре структуры, которые можно считать реперными: Кэрдоменшорская, Верхнесобская, Конгорская и Визувшорская (см. рис. 51); первые две откартированы в пределах области развития гарцбургитовой ассоциации, Визувшорская – в пределах дунит-гарцбургитовой ассоциации, а комплекс пород Конгорской структуры занимает по своим характеристикам промежуточное положение между двумя этими ассоциациями.

Вещественное выполнение указанных структур может косвенно указывать на существование между ними определенной взаимосвязи. Сравнение структурных особенностей Кэрдоменшорской и Верхнесобской структур подтверждает это предположение. Среди присущих им особенностей надо отметить следующие: планпараллельный (директивный), планпараллельно-полосчатый, нередко массивный тип строения ультрабазитов; изоклиальные складки полосчатости и жил пироксенитов; слабо-, умереннодеформированные фации микроструктур (протогранулярные, мезогранулярно-порфиروкластические); сильные ориентировки оливина по строению, выраженные обычно Ng -максимумом и поясами осей Np , Nm (реже устанавливается ортогональный тип узора), в противоположность которым ориентировка минералов по форме (уплощенность, линейность) менее отчетлива; раннюю минеральную уплощенность (хромшпинелидовую), ориентированную в структурах дивергентным веером, и линейность, в большинстве случаев приближающуюся к a -типу. Геометрические элементы структур представлены субвертикально ориентированной осевой плоскостью и полого погружающимся шарниром.

Обращает внимание пространственная разобщенность данных структур, их различная ориентировка, а также большая степень сжатости Верхнесобской структуры. Некоторое отличие можно обнару-

Рис. 72. Диаграмма элементов складчатой мегаструктуры. OP_1 — осевая плоскость Кэрдоменшорской структуры; OP_2 — осевая плоскость Верхнесобской структуры; OP — осевая плоскость мегаструктуры; B — шарнир.



жить и в ориентировке оси Ng оливина, которая в ультрабазитах Кэрдоменшорской структуры располагается субгоризонтально, а в Верхнесобской наклонена к горизонту под углом около 45° .

Существование общих особенностей состава и строения Кэрдоменшорской и Верхнесобской структур может служить подтверждением их формирования в сходных P T ϵ -условиях. Различие же в ориентировке структурных планов (в первой — меридиональный, во второй — субширотный) обусловлено (в чем мы убеждаемся при сопоставлении с внутренним строением Леквожского, Верхнеенгайского и Верхнекэрдоменшорского фрагментов, находящихся в их ближайшем окружении) не проявлением блоковых дизъюнктивных дислокаций, а складчатостью более крупного масштаба. Эта наложенная складчатость привела к образованию крупной мегаструктуры, крылья которой срезаны западным и южным контактами массива, поэтому ее первоначальные размеры, вероятно, даже превосходили современные. Ориентировка мегаструктуры, определенная по элементам реперных структур, следующая: осевая плоскость простирается в северо-восточном (аз. 45°) направлении, шарнир субвертикален (рис. 72).

Складчатые структуры, сопоставимые по набору структурных парагенезисов и условиям формирования с Кэрдоменшорской и Верхнесобской, установлены в ряде других массивов: Войкарском (Савельева, 1977), Ключевском (Щербаков, 1983), Нурали, Крака (Савельева, Денисова, 1983; Савельева, 1987), а также Иджимском (Гончаренко и др., 1979), Среднетерсинском (Гончаренко и др., 1982) и др. Однако убедительных доказательств их последующей деформации с образованием мегаструктур, аналогичных указанной, мы не обнаружили. В первую очередь это касается наличия характерных структурно-вещественных парагенезисов, фиксирующих процесс складкообразования. Эта особенность и позволяет выделять массив Рай-Из из числа ему подобных.

При такой трактовке строения массива можно считать, что Кэрдоменшорская, Верхнесобская структуры и часть Леквожского фрагмента соответствуют области крыльев указанной мегаструктуры: Верхнеенгайский и Верхнекэрдоменшорский фрагменты — области замыкания, а остальные структурные единицы, за исключением, быть может, Конгорской структуры и части Южного фрагмента, отвечают центральной (ядерной) области мегаструктуры.

Теперь, когда мы определили принципиальную схему взаимоотношений структур, стали понятны другие аспекты их строения. Так, учитывая, что в крыльях структур динамометаморфические преобразования обычно выражены слабо (или отсутствуют), можно объяснить преимущественное распространение гарцбургитовой ассоциации и преобладание ранних структурных парагенезисов в Кэрдоменшорской и Верхнесобской структурах. С другой стороны, появление здесь новообразованной (секущей) уплотненности и линейности оливина, не являющихся элементами раннего структурного парагенезиса, можно

вполне определенно связывать с парагенезисом образующейся мегаскладки.

Строение центральной части мегаструктуры, включающей Визувшорскую структуру, Центральный и большую часть Южного фрагмента, отражает процессы структурно-метаморфической перестройки ранних парагенезисов. Визувшорская структура в этом плане, пожалуй, наиболее информативна, так как характеризуется завершенностью структурных парагенезисов, возникновение которых определялось обстановкой интенсивной пластической деформации и рекристаллизации. На связь этой структуры с формированием мегаскладки указывает и близкая ориентировка ее элементов (субвертикальный шарнир и осевая плоскость северо-восточного простирания). Структурные парагенезисы Визувшорской структуры также отличаются от рассмотренных. Характерно появление отчетливой второй ориентировки энстатита (маркирующей уплотненность оливина), нового типа узора ориентировки оливина с отчетливым Np-максимумом (вместо Ng-максимума), микроструктур пород, отвечающих сильнодеформированным и рекристаллизованным типам. Примечательно, что ориентировка уплотненности оливина в структуре подчинена осевой плоскости в замковой части; она перпендикулярна ориентировке контура замыкания, контролируясь жилами, полосами безрудных дунитов. В отличие от Кэрдоменшорской структуры, развитый здесь комплекс пород относится к дунит-гарцбургитовой (хромитоносной) ассоциации.

Центральный фрагмент и западная часть южного фрагмента рассматриваются нами по совокупности признаков как элементы единой, центральной линейной зоны пластического течения и перекристаллизации (см. рис. 51). Среди признаков, указывающих на их единство, можно отметить следующие: типы деформационных микроструктур оливиновой матрицы (мозаичные, порфирикластические), ориентировку оливина, выраженную Np-типом узора, и преобладание сланцеватых, сланцевато-полосчатых текстур. Этот структурный парагенезис, как мы видели, характерен и для Визувшорской структуры, поэтому граница между ними может быть проведена довольно условно.

По всей вероятности, течение в линейной зоне и складкообразование — процессы сопряженные и близкие по своим *PT*-параметрам, что и обуславливает сходство формирующихся парагенезисов. Встречающиеся в зоне течения изоклинальные складки (типа Енгайской) своей ориентировкой, близкой к Визувшорской структуре (и мегаструктуре в целом), также подтверждают это предположение.

Формирование центральной зоны течения, складок типа Визувшорской, Енгайской и синхронных им структурно-метаморфических парагенезисов, а также появление новой ассоциации (дунит-гарцбургитовой), сменяющей собственно гарцбургитовую в области ядра мегаструктуры, — процессы, вполне объяснимые с точки зрения динамической анизотропии. Ядерные части складок изгиба находятся в более напряженном состоянии, чем крылья, отвечая областям максимальных деформаций, поэтому заложение здесь линейных зон пластического течения и перекристаллизации (следствие реакции тела на нарушение динамического равновесия), сопровождающееся вещественными изменениями, является реальным процессом. Образование подобных зон отмечается и в ультрабазитовых массивах других регионов (Савельева, 1987).

Центральная зона пластического течения в ультрабазитах массива

выделяется среди аналогичных структур такой специфической особенностью, как приуроченность к ней полосы «вторичных» образований, появление которых обычно связывают с прогрессивным метаморфизмом в зоне глубинного разлома. Этот разлом действительно существует и подтверждается материалами геофизики, однако распространенная точка зрения на взаимосвязь с ним комплекса пород зоны метаморфизма далеко не адекватна.

Анализ структурного материала приводит нас к выводу, что процесс пластического течения в центральной линейной зоне на конечных этапах становления мегаструктуры «исчерпывает» себя в динамическом отношении и сменяется стадией литостатической разгрузки и последующей вторичной (отжиговой?) перекристаллизации. Именно с этой стадией мы связываем образование порфиробластовых гарцбургитов, оливин-энстатитовых пород, энстатитов и др. Аналоги этого процесса, который назван высокотемпературным порфиробластезом (Казаков, 1982), широко проявлены в сложнодеформированных метаморфических комплексах, где они фиксируют межкладчатые и посткладчатые периоды. В применении к нашему случаю этому процессу точнее будет соответствовать название высокотемпературный автопорфиробластез.

Масштаб данного процесса определяется в первую очередь степенью подготовленности (уровнем деформированности) субстрата и, конечно, такими факторами, как температура и режим флюидов. В осевой части зоны течения, где деформированность субстрата (наряду с повышенной проницаемостью и высокими температурами) будет максимальной, процесс порфиробластеза завершается на уровне полной перекристаллизации (образуются вторично протогранулярные, грубозернистые оливин-энстатитовые породы). В периферической части зоны, где эти параметры естественно будут на порядок ниже, процесс ограничивается частичной перекристаллизацией энстатита (образуются порфиробластовые гарцбургиты).

Заложение указанного глубинного разлома, который пространственно совпадает с осевой (наиболее ослабленной) частью зоны, по всей видимости, фиксирует завершение этапа порфиробластеза (и начало новой тектонической активизации) и выражается в милонитизации пород, их метасоматической переработке на уровне сагвандитов, а также рубинсодержащих, тальковых, хлоритовых, серпентиновых и других образований.

К северу и югу от центральной зоны, в пределах Верхнеенгайско-леквожского и восточной части Южного фрагментов, мы выделяем еще две зоны пластического течения (см. рис. 51), ориентированные в субширотном направлении (т. е. под углом к центральной зоне). Для обеих зон характерно отсутствие продуктов высокотемпературного порфиробластеза и типичная гнейсо-сланцеватая текстура ультрабазитов. Южная зона по ряду признаков сопоставима с центральной; ультрабазиты деформированы здесь на уровне мозаичных, порфирокластических типов, но структуры в целом более мелкозернистые, причем степень упорядоченности минеральной ориентировки относительно слабая. Характерно, что эта зона в области Верхнекэрдоменшорского фрагмента отчетливо дискордантна к простиранию ранних структурных элементов, а отмечаемые здесь мелкие изоклинальные складки хромитовых шпиров в дунитах по своей ориентировке сопоставимы со складками в центральной зоне.

Ультрабазиты северной зоны, в отличие от южной, деформированы на уровне лейстовых микроструктурных типов, появление которых обусловлено хрупко-пластичным характером деформации.

Таким образом, структурные парагенезисы этих двух зон свидетельствуют об их более позднем (по сравнению с центральной зоной) образовании в условиях пониженных температур и более высоком уровне стресса. Наряду с тем, что обе зоны фиксируют участки максимальных напряжений в мегаструктуре, по времени заложения южная зона является более ранней, чем северная; последняя маркирует этап взаимного проскальзывания блоков при надвигании массива.

Подводя итог рассмотрению особенностей внутреннего строения массива Рай-Из, отметим наиболее важные моменты.

1. В ультрабазитах массива зафиксированы два структурных плана: ранний, представленный син-, антиформными структурами с пологоориентированными шарнирами, и поздний, картируемый как крупная складчатая мегаструктура субвертикальной ориентировки, наложенная на раннюю систему складок.

2. Породы массива испытали не только площадное пластическое течение, но и течение в линейных зонах, на различных стадиях становления складчатой структуры. Выделяются три такие зоны, пространственно приуроченные к центральной части мегаструктуры.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ЗОНЫ

Наиболее существенная часть хромитового оруденения, представляющая интерес с точки зрения его структурной локализации, генезиса, сосредоточена в дунит-гарцбургитовом комплексе, поэтому специальное петроструктурное исследование проведено именно в этой части разреза ультрабазитов. Хромитовое оруденение центральной части гипербазитового массива (участок Центральный) локализовано в дунитах, образующих обособленное тело среди гарцбургитов; в региональном структурном плане оно располагается в пределах центральной линейной зоны пластического течения и перекристаллизации (см. рис. 51).

Пространственное положение хромитовых тел характеризуется угловым несогласием с элементами складчатой внутренней структуры вмещающих их гипербазитов. Вместе с тем внутренняя деформационная структура дунитов и гарцбургитов идентична (рис. 73).

Более детальные сведения о структурном соотношении хромитов с рудовмещающими породами получены при микроструктурном исследовании оливина в гарцбургитах, дунитах и хромитовых рудах. Деформационная структура гарцбургитов относится к порфирокластическому типу (Mercier, Nicolas, 1975). Порфирокласты оливина закономерно ориентированы (рис. 74) и несут следы пластической деформации (полосы сброса, волнистое погасание). Размер зерен в среднем $3,0 \times 1,5$ мм. Анизометричны и мелкие рекристаллизованные зерна оливина ($0,35 \times 0,22$ мм), слагающие основную массу породы. Индивиды ромбического пироксена имеют плавные контуры границ с ксеноморфными очертаниями и без заметных признаков деформации.

Из стереометрического изучения (см. табл. 7, обр. 13/1) следует, что в суммарной удельной поверхности превалирующее значение имеют

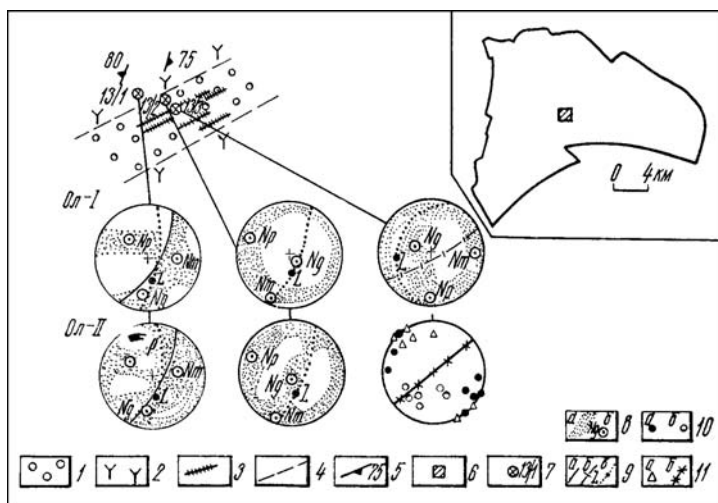


Рис. 73. Схема ориентировки плоскостных и линейных элементов в ультрабазитах хромитового месторождения. На врезке — местоположение хромитового оруденения.

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — тела хромитов; 4 — линии контакта; 5 — элементы залегания плоскостности; 6 — местоположение хромитового оруденения; 7 — места отбора ориентированных образцов; 8 — пояса концентраций осей оптической индикатрисы кристаллов оливина (а) и максимумы концентраций (б); 9 — плоскость полосчатости (а), залегание хромитового тела (б), плоскость минеральной уплощенности и линейность (б); 10 — полюса залегания минеральной уплощенности (а) и минеральная линейность (б); 11 — полюса залегания хромитовых тел (а) и линия общего простира-ния их (б).

изометричные зерна оливина, однако степень ориентации оливиновых индивидов достаточно высокая.

Оптическая ориентировка изучалась отдельно для порфирокластового и рекристаллизованного оливина. Как видно из диаграмм (рис. 75, обр. 13/1), для обеих морфологических разновидностей оливина она идентична и состоит из двух типов петроструктурного узора.

Первый тип узора характеризуется обширным Ng-максимумом с локально обособленными в нем тремя субмаксимумами. Пространственно ориентировка связана с линейностью оливина. Максимуму Ng соответствует прерывистый пояс осей Nm и Np, ориентированный нормально к плоскости минеральной уплощенности, которая с направлением полосчатости гипербазитов составляет угол 10° .

Второй тип петроструктурного узора отличается сильным Np-максимумом, перпендикулярным к плоскости минеральной уплощенности, и соответствующим ему поясом осей Ng и Nm, пространственно сопряженным с этой плоскостью.

Совмещение указанных типов узора в гарцбургитах можно связывать с совместным действием двух механизмов их деформации — внутрикристаллического трансляционного скольжения по системе $\{Ok\}$ $[100]$ и синтетектонической рекристаллизации, что уже отмечалось нами.

Деформационная микроструктура дунитов существенно не отличается от описанной в гарцбургитах. Крупные порфирокласты оливина размером $5,5 \times 2,8$ мм субпараллельно ориентированы и располагаются среди агрегата мелких рекристаллизованных зерен (размер $0,35 \times 0,22$ мм). Рекристаллизации подвергались не только периферические части крупных оливиновых индивидов, но и внутренние, где этот процесс получил предпочтительное развитие вдоль системы спайности (010).

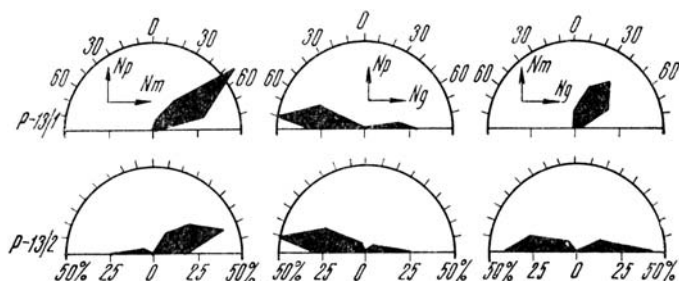


Рис. 74. Розы-диаграммы удлинений зерен оливина в трех взаимно перпендикулярных срезах.

Общая удельная поверхность зерен оливина в дунитах меньше, чем в гарцбургитах (см. табл. 7, обр. 13/2), а степень их ориентации значительно выше. Микроструктурным анализом устанавливается полное сходство оптических ориентировок порфинокластического и рекристаллизованного оливина (см. рис. 75, обр. 13/2). Идентичны и соответствующие двум морфологическим разновидностям оливина типы петроструктурных узоров. Можно лишь подчеркнуть, что узор с тенденцией к поясовому расположению осей Ng в плоскости уплощенности проявился слабее, чем в гарцбургитах, что согласуется с более низкой степенью рекристаллизации протогранулярного оливина, фиксируемой пониженным значением общей удельной поверхности оливиновых зерен.

Особый интерес представляет микроструктурное исследование оливина в зоне хромитового оруденения (см. рис. 75, обр. 13/3). Оливин в хромитовых рудах сохраняется в свежем виде довольно редко и обычно интенсивно замещается серпентином.

В изученных нами хромитовых рудах содержание оливина около 30 %. Его индивиды своими контурами приспособляются к округлым слегка вытнутым зернам хромита, демонстрирующим линейность и слабо выраженную уплощенность. Следует отметить отсутствие пространственной связи с аналогичными структурными элементами оливина во вмещающих хромитовые руды дунитах (см. рис. 79, обр. 13/2, 13/3).

Неправильные по форме индивиды оливина с плавными извилистыми очертаниями содержат тонкие полосы сброса (скольжение по $\{Ok\}$ [100]) и имеют волнистое погасание. В местах сочленения с зернами хромита оливиновые индивиды распадаются на субзерна размером 0,1–0,5 мм, которые при разориентации на углы более 15° создают типичную рекристаллизационную структуру.

Диаграммы ориентировки оливина довольно сложные (см. рис. 75, обр. 13/3) и содержат по меньшей мере два типа петроструктурных узоров. Первый из них идентичен с основным узором оливина в дунитах (см. рис. 75, обр. 13/2) и пространственно с ним совпадает. Второй тип петроструктурного узора морфологически и пространственно сопоставляется с одним из узоров оливина в гарцбургитах (см. рис. 75, обр. 13/1).

Условно можно выделять и третий тип узора в хромитовых рудах. Он фиксируется Np-максимумом, стремящимся к положению нормали к плоскости падения рудной жилы, а оси Ng и Nm растянуты в пояс, сопряженный с этой плоскостью.

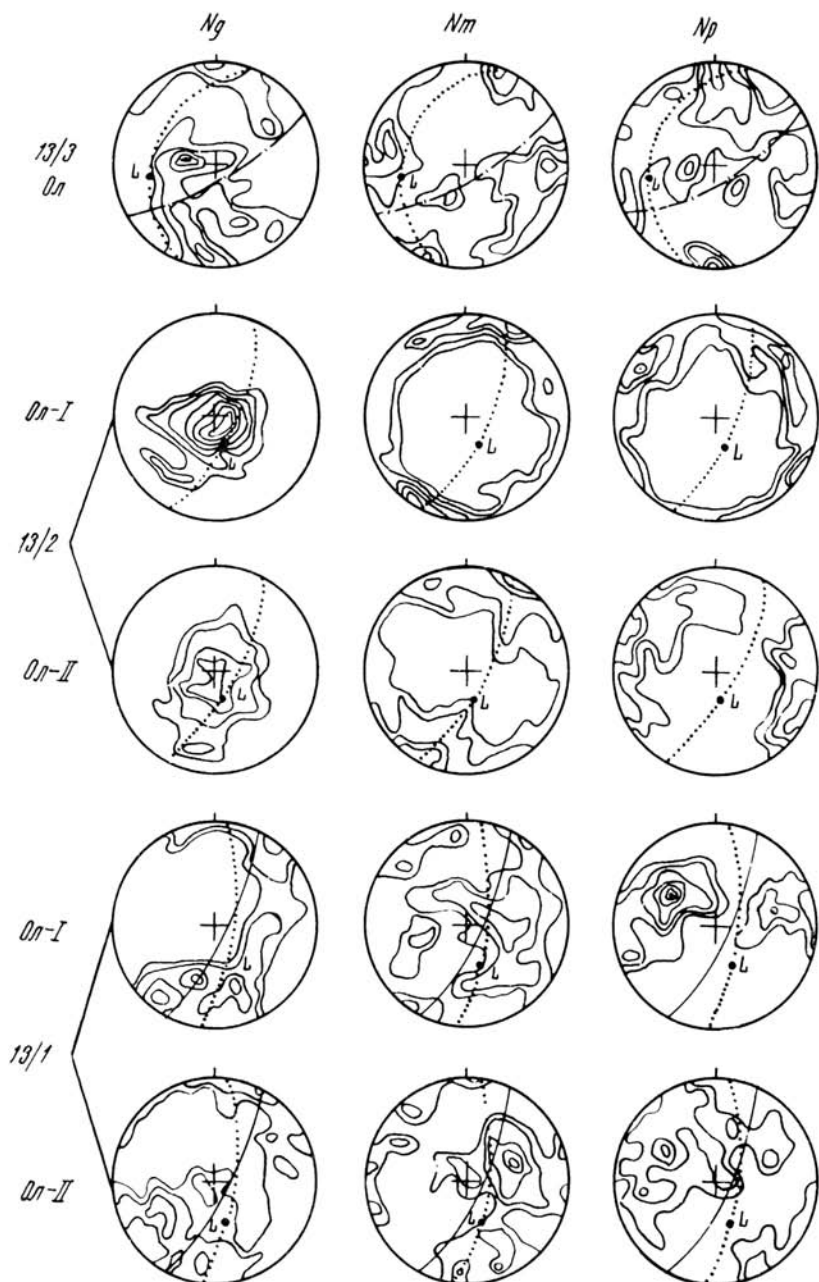


Рис. 75. Диаграммы оптической ориентировки оливина (*Ол-I* — порфирокластов, *Ол-II* — рекристаллизованного агрегата). Для каждой диаграммы исследовано по 100 зерен. Изолинии 1—2—4—6—8—10—12 % на 1 %-ной сетке Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Линии на диаграммах: *сплошная* — плоскость полосчатости, *штрихпунктирная* — залегание хромитовой жилы, *пунктирная* — плоскость минеральной уплещенности; *L* — минеральная линейность.

Принимая во внимание данные петроструктурного исследования гипербазитов рудовмещающей зоны, можно сделать заключение, что течение оливина в них осуществлялось действием совместно проявившихся механизмов – внутрикристаллического трансляционного скольжения по системе $\{Ok\}$ [100] и синтетектонической рекристаллизации.

Этот вывод согласуется с результатами изучения предпочтительных ориентировок минералов в пластически деформированных гипербазитах Войкаро-Сыньинского массива (Гончаренко, Чернышев, 1980; Савельева и др., 1980; Щербаков, 1981).

Судя по типам петроструктурных узоров оливина, пластическое течение рудовмещающих дунитов, в отличие от гарцбургитов, осуществлялось в иной термодинамической обстановке, когда наиболее активной плоскостью скольжения в оливине являлась (010). Возможно, течение в дунитах связано не с частным случаем скольжения в оливине по $\{Ok\}$ [100], а со скольжением по более высокотемпературной системе (010) [100] (Raleigh, 1968; Carter, 1971).

Таким образом, вполне допустимо заключение о более высоких температурах деформации дунитов, которая осуществлялась в условиях левостороннего сдвига. Сдвиговая деформация реализовалась под действием горизонтальных движений, контролирующую ориентировку N_r -максимума на петроструктурных диаграммах.

Пространственное совпадение направления сжатия в дунитах и гарцбургитах свидетельствует об общности динамической обстановки процесса деформации. Фиксируемое в рудной зоне локальное отклонение от общего плана деформации связано с ориентировкой системы хромитовых жил, представляющих собой «некомпетентный» горизонт в пластически деформированном субстрате. Специфические условия пластического течения в рудном горизонте способствовали переориентации линейности хромшпинелидов и будинированию хромитовых тел.

То, что формирование крупных тел дунитов и промышленных концентраций хромитов происходило в обстановке сжатия, подтверждается их положением во внутренней структуре массива. Последняя в региональном плане интерпретируется как гигантская мегаскладка с размахом крыльев до 20 км, осложненная линейными зонами пластического течения.

Исходя из пространственной приуроченности хромитолокализирующих структур к центральной части складки и зонам течения, можно утверждать, что они действительно отвечают областям сжатия и максимальных деформаций в массиве.

Отметим наиболее важные, на наш взгляд, моменты, характеризующие процесс хромитообразования.

1. Структурный план гарцбургитов (мегаскладка) контролирует размещение и ориентировку дунитов и хромитов; структурные планы последних свидетельствуют об общности динамической обстановки их формирования.

2. Деформационные микроструктуры вмещающих оруденение пород, ориентировка минералов доказывают, что хромитообразование протекало в условиях высокотемпературного пластического течения.

3. Этап промышленного хромитообразования связан не с этапом рифтогенеза, а, вероятно, с этапом смятия мантийных масс (в условиях сжатия) на субкоровом уровне.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОЛОСЧАТОГО КОМПЛЕКСА И ГАББРО

В литературе под названием полосчатый комплекс обычно выделяется группа пород дунит-верлит-клинопироксенитового ряда с характерным шпирово (жильно)-полосчатым строением, залегающая между ультрабазитами и габбро; в ряде публикаций комплекс фигурирует под названием переходной или «критической» зоны (Nicolas, Prizhofer, 1983). Единой точки зрения на его природу до сих пор нет; приводятся доказательства метасоматического или кумулятивного происхождения («Петрология», 1977; Ефимов, Пучков, 1980; Ефимов, 1984; Савельева, 1987; Пейве и др., 1977; Колман, 1979). В вещественном отношении комплекс изучен более детально, чем в структурном, и это не исключение для массива Рай-Из, несмотря на продолжительную историю его изучения.

В наиболее полном объеме комплекс переходной зоны наблюдается в южной части массива к северо-западу от горы Черной, где он составляет крупный блок трапециевидной формы размером 3×6 км. Незначительные по масштабу (метры, первые десятки метров) выходы шпирово-полосчатых дунит-верлитов встречены нами в южной части Кэрдоменшорского блока; элементы «стратификации» в них согласны с полосчатостью в гарцбургитах.

С учетом неоднородного внутреннего строения и различий в вещественном составе мы выделяем в комплексе три структурные единицы или области (с севера на юг): фронтальную, центральную и тыловую (рис. 76). При этом фронтальную и тыловую области комплекса, в отличие от центральной, мы считаем находящимися в «первичном» залегании.

Фронтальная область полосчатого комплекса располагается в ближайшем окружении массива ультрабазитов. В ее строении участвуют полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты, реже ортопироксениты и вебстериты; кроме них здесь картируется полоса дунитов (шириной 400–500 м), ориентированная в восточно-северо-восточном направлении. Распространенное представление о том, что она играет роль переходного «буфера», отделяющего образования полосчатого и дунит-гарцбургитового комплексов («Петрология...», 1977), справедливо только отчасти, да и то, если в него не вкладывать петрологическое значение.

При картировании этой части разреза установлено, что полоса (точнее, линза) дунитов разделяет указанные комплексы лишь в средней части фронтальной области; в восточном направлении она отчленяется от основной массы дунит-гарцбургитового комплекса и окружается, через клинопироксенизированные разности, породами полосчатого комплекса, который к северу от нее приходит в непосредственное «соприкосновение» с гарцбургитами (см. рис. 76). Характерно, что дуниты содержат здесь «ксенолиты» апогаббровых бластомилонитов, а также будинированные, разлинзованные полосы оливиновых клинопироксенитов, судя по которым породы претерпели интенсивное пластическое течение (рис. 77).

Ориентировка полосчатости в обоих комплексах на этом участке идентична и имеет субмеридиональное (северо-северо-восточное) простирание. Контакт между комплексами имеет, по-видимому, ту же ориентировку.

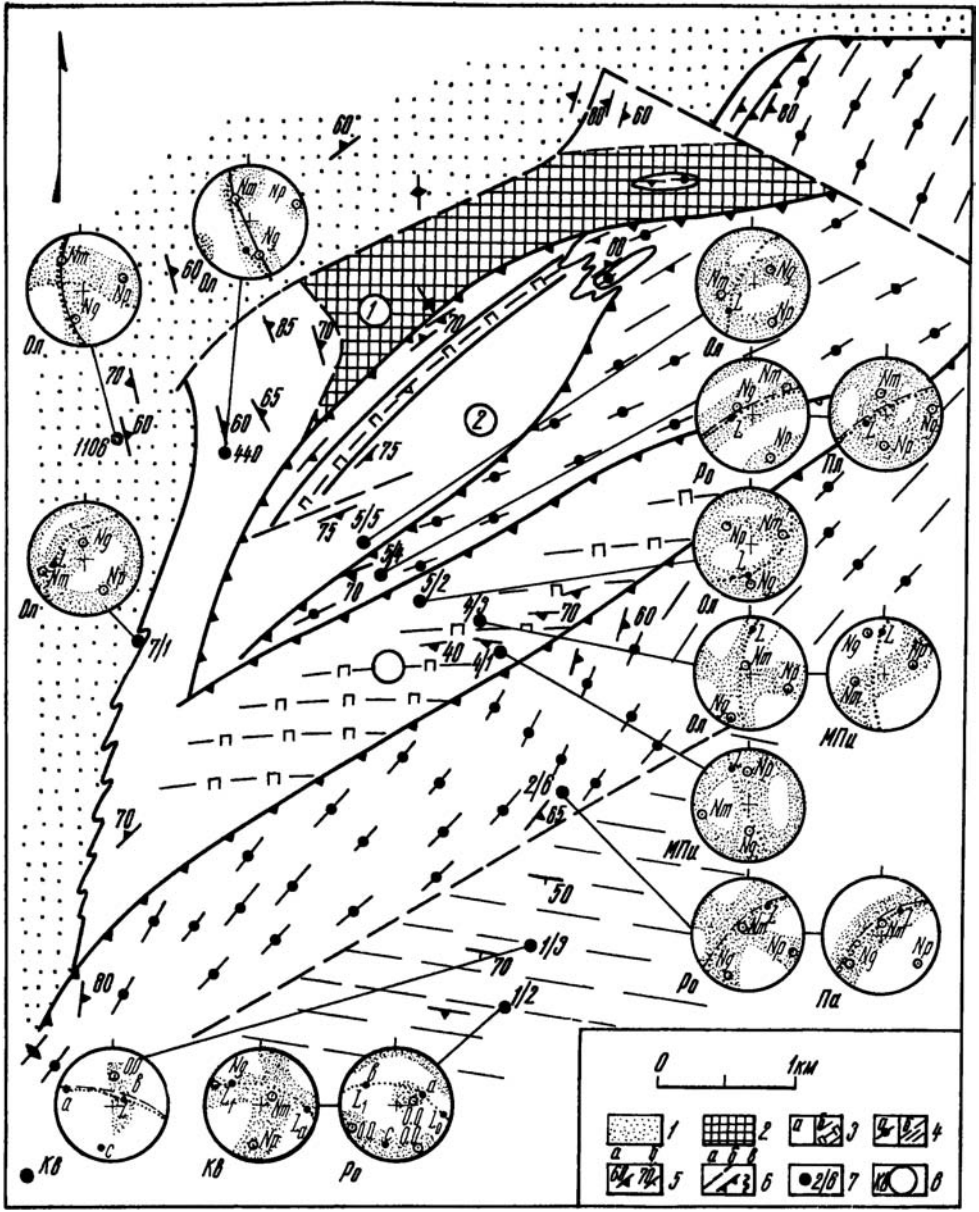


Рис. 76. Схема строения дунит-верлит-клинопироксенового («полосчатого») комплекса и габбро с данными микроструктурного анализа.

1 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 — дуниты; 3 — дунит-верлит-клинопироксеновый полосчатый (а) и с преобладанием клинопироксенов (б) комплексы; 4 — рассланцованные (а) и полосчатые (б) амфиболиты; 5 — элементы залегания: а — полосчатости, б — сланцеватости; б — дизъюнктивные нарушения (а), предположительно надвигового типа (б), нормальные контакты (в); 7 — места отбора ориентированных образцов; 8 — диаграммы ориентировки оливина (Ол), моноклинного пироксена (МПп), роговой обманки (Ро), паргасита (Па), плагиоклаза (Пл), кварца (Кв). На диаграммах: *крап* — пояса концентраций осей индикатрисы; *кружки с точкой* — статистические максимумы осей оптической индикатрисы и оптических осей (ОО) кварца; *сплошная линия* — плоскость полосчатости, *штрихпунктирная* — сланцеватости, *пунктирная* — минеральной уплощенности; *затянутый кружок* — микролинейность; а, б, с — петроструктурные оси. Цифры в кружках — области: 1 — фронтальная, 2 — центральная, 3 — тыловая.



Рис. 77. Признаки пластического течения и будинажа в «полосчатом» комплексе.
Темные полосы — клинопироксенит, светлые — дунит. Обн. 250.

К западу полоса дунитов постепенно выклинивается, а верлит-клинопироксениты, как и в восточной части, контактируют с гарцбургитами без промежуточной дунитовой зоны. Полосчатость ориентирована в них также согласно и субпараллельна простиранию западного контакта, в то время как северный контакт сечет ее почти под прямым углом.

Тыловая область, расположенная южнее (см. рис. 76), примыкает к контакту с габброидами южного обрамления массива. В ее составе преобладают массивные оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты и небольшие тела, полосы дунитов (оливинитов). Вблизи западного контакта комплекса наблюдается отчетливое жильно-шириво-полосчатое «замещение» дунит-гарцбургитов верлитами и клинопироксенитами. Плохо различимая полосчатость имеет на большей части территории преимущественное субширотное простирание с крутым падением на юг; по отношению к плоскостным текстурам габброидов южного окружения она ориентирована дискордантно. Вблизи контакта с габброидами ультрабазиты тыловой области испытали локальную перекристаллизацию и габброизацию с образованием пегматоидных структур.

Центральная область сложена разнообразными тектонитами на уровне бластомилонитов эпидот-амфиболитового уровня. Среди них выделяются две группы. Первая представлена милонитизированными верлит-клинопироксенитами (амфиболитизированными, частично «габброизированными») с маломощными уплощенными телами коричневатых дунитов, образующими вытянутый в северо-восточном направлении линзовидный блок (1×4 км). Полосчатость (гнейсовидность) в его пределах имеет северо-восточное (50–70°) простирание с крутым падением на юго-восток. С востока и юга породы блока

окружены апогаббровыми blastomylonитами и присутствуют в них в виде включений. Плоскостная ориентировка в этой второй группе пород совпадает с указанной. Вероятно, продолжение этой полосы blastomylonитов мы наблюдаем по другую сторону Полойшорского разлома, который смещает ее.

Формирование мylonитов центральной зоны связано с фронтом дислокаций в южном контакте; эти дислокации обусловили раздавливание полосчатого комплекса в результате «вдвигания» деформированной (и деформирующей) габброидной массы в область ультрабазитов переходного комплекса.

Проведенный петроструктурный анализ ультрабазитов полосчатого комплекса (для этой цели использовались оливин и клинопироксен) позволяет дополнить и уточнить существующие представления о механизме и условиях формирования пород подобного типа.

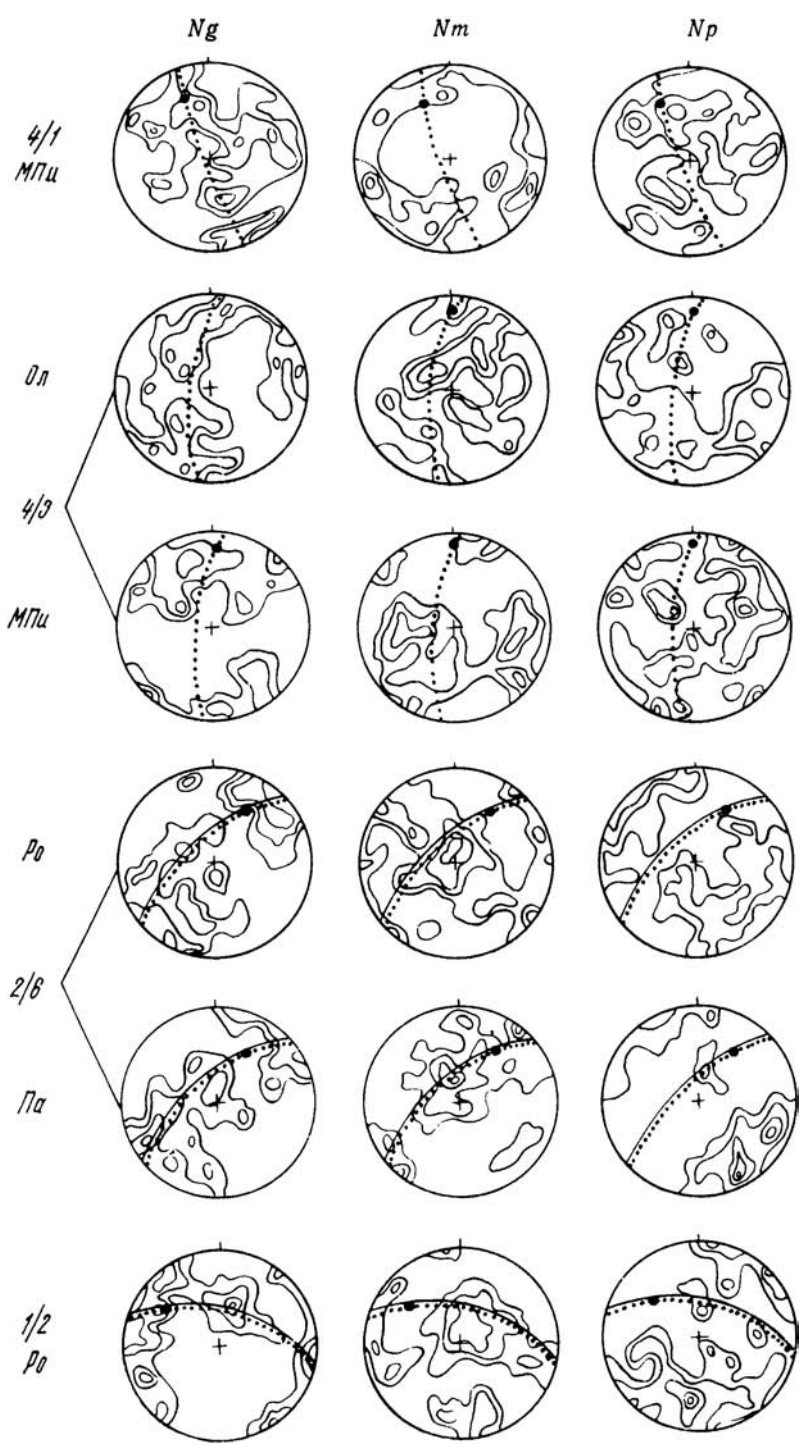
Оптическая ориентировка оливина в гипербазитах фронтальной (эндоконтактной) области массива относительно простая и, по-видимому, отражает действие различных ориентирующих процессов. В северо-западной части этой области, в зоне нормального, по структурно-геологическим данным, контакта ультрабазитов массива и полосчатого комплекса, петроструктурный анализ показал следующее.

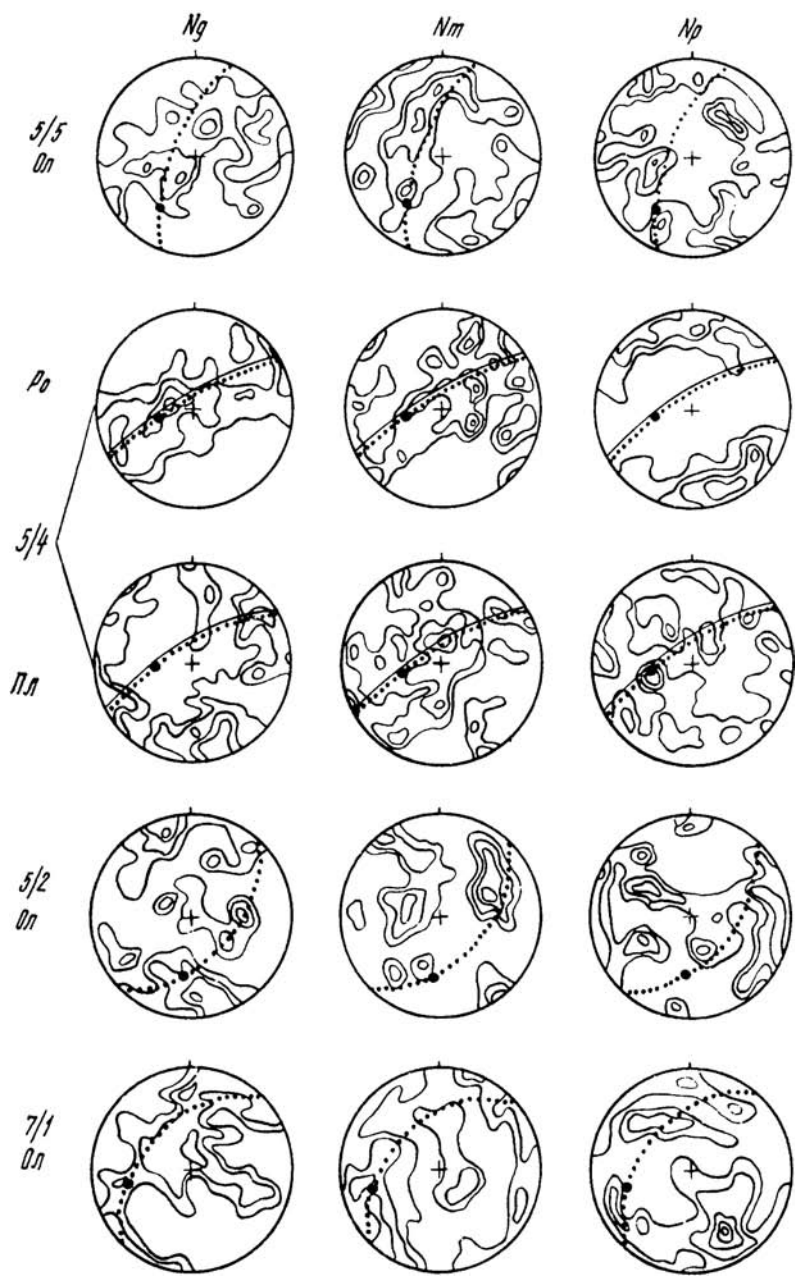
В сланцевато-полосчатых гарцбургитах, расположенных к западу от контакта (500 м), ориентировка оливина имеет отчетливо выраженный узор (см. рис. 64, обр. 1106). Ось Ng образует размытый максимум концентраций, контролируемый субмеридионально ориентированной уплощенностью (полосчатостью), вблизи которого располагается линейность оливина, погружающаяся на север под углом $\sim 40^\circ$. Ось Np образует пояс концентраций ортогональной уплощенности, в котором главный максимум концентрируется вблизи полюса последней. Ориентировка оси Nm менее отчетлива, фиксируясь обширным максимумом в плоскости уплощенности. Данный тип ориентировки обусловлен в первую очередь механизмом трансляционного скольжения по системе $\{Olk\}$ [100], где наиболее активной является плоскость скольжения (010).

В клинопироксенизированном дуните из полосчатого комплекса (к востоку от контакта) преобладает ортогональный тип узора ориентировки оливина (рис. 78, обр. 440) со слабо выраженной тенденцией поясового вращения осей Ng, Nm вокруг максимума оси Np, нормального к уплощенности. Вытянутый максимум оси Ng в плоскости уплощенности контролирует положение хромшпинелидовой линейности. Учитывая мезогранулярный тип микроструктуры оливиновой матрицы, можно утверждать, что эта ориентировка возникла под влиянием не только процесса пластической деформации, но и синтетектонической рекристаллизации.

Очевидная идентичность приведенных узоров ориентировки оливина, близость деформационных микроструктур и совпадение линейно-плоскостных элементов в обоих типах пород свидетельствует о совместном формировании этих структурных парагенезисов в процессе высокотемпературного пластического течения.

В тыловой области комплекса в поведении оливина отмечаются сходные особенности. Так, в ориентировке протогранулярного оливина (см. рис. 78, обр. 5/2) отчетливо выделяются два типа петроструктурных узоров. Первый из них характеризуется сложной по конфигурации обширным максимумом концентрации осей Ng и соответствующим ему





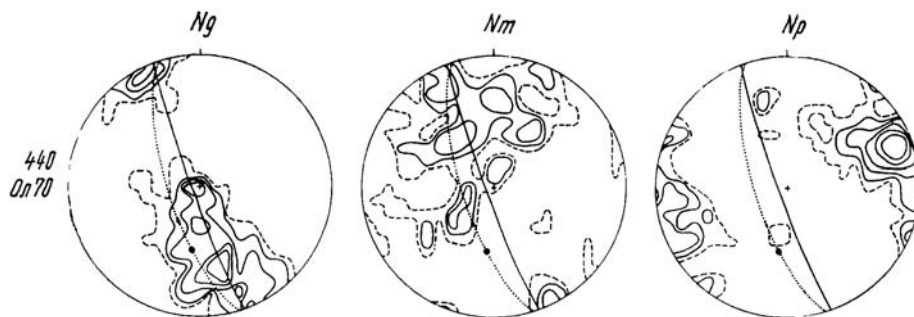


Рис. 78. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина (*Ol*), клинопироксена (*Mpl*), роговой обманки (*Po*), паргасита (*Pa*), плагиоклаза (*Pl*) в породах полосчатого комплекса и габбро.

Проекция на верхнюю полусферу. Диаграммы построены в горизонтальной плоскости. Штрих — в северном направлении. В каждом образце исследовано по 100 зерен (в обр. 440 — 70 зерен). Изолинии проведены через 1—2—4—6—8—10—12% на 10 %-ной сетке Шмидта. *Сплошная линия* — плоскость полосчатости, *штрихпунктирная* — плоскость сланцеватости, *пунктирная* — плоскость минеральной уплощенности; *залитый кружок* — линейность.

прерывистым поясом осей *Nm* и *Np*, с локальными максимумами этих осей. *Ng*-максимум располагается вблизи линейности оливина (*L*), а пояс — перпендикулярно минеральной уплощенности (*S*).

Происхождение этого типа предпочтительной ориентировки оливина не может быть определено однозначно, так как идентичные узоры возникают независимо при действии двух механизмов — внутрикристаллического скольжения и синтетектонической рекристаллизации (Щербаков, 1981).

Второй тип ориентировки находит выражение в концентрации осей *Np* перпендикулярно плоскости минеральной уплощенности (*S*) и в стремлении двух других осей — *Ng* и *Nm* — концентрироваться в этой плоскости, образуя локальные максимумы. Этот структурный рисунок отражает механизм синтетектонической рекристаллизации в режиме $\sigma_1 > \sigma_2 \geq \sigma_3$ (Щербаков, 1981).

Петрографическое исследование показало, что многие индивиды оливина деформированы сбросообразованием по системе $\{Ok\}$ $[100]$ с последующим разрушением в результате смещения вдоль плоскостей (100). Можно предполагать, что ранний тип петроструктурного узора с *Ng*-максимумами в плоскости *S*, отражающий пластическое течение оливина при действии механизма внутрикристаллического трансляционного течения, на более поздних этапах деформации был частично преобразован и усложнен под влиянием наложенного механизма синтетектонической рекристаллизации.

Аналогичные соотношения механизмов пластической деформации находят отражение и в петроструктурных узорах оливина из других исследованных образцов (см. рис. 78, обр. 4/3, 7/1). Преобладающее значение механизм синтетектонической рекристаллизации имел в непосредственном контакте гарцбургитов с амфиболитами, где оливин относится к мезогранулярному типу, и многие его индивиды рекристаллизованы по границам, сходящимся в тройных точках под углом 120°.

Наиболее сложная ориентировка оливина в дунитах, линзовидное тело которых залегает среди амфиболитов центральной области (см. рис. 76, 78, обр. 5/5). Она включает, кроме описанных двух петроструктурных узоров, еще один слабо выраженный тип ориентировки,

создаваемый поясовым расположением осей Ng и Np вокруг локального максимума Nm. Этот тип ориентировки отличается стремлением оси Nm располагаться близко к линейности, что характерно для узоров, возникающих при действии механизма внутрикристаллического скольжения по низкотемпературным системам (110) [001] и (100) [001] (Щербаков, 1981). Гетерогенность петроструктурного узора оливина в дунитах вполне объяснима, так как отражает реликты более ранних ориентировок, уцелевших при последующей рекристаллизации пластически деформированных зерен.

Клинопироксен. Клинопироксен в верлитах и пироксенитах обнаруживает предпочтительную ориентировку, связанную с линейной уплощенностью зерен (см. рис. 78, обр. 4/1, 4/3), секущей по отношению к общему простиранию зоны контакта гипербазитов с амфиболитами.

В петроструктурных узорах клинопироксена отчетливо выделяется пояс осей Nm и Np, ориентированный перпендикулярно уплощенности, а соответствующий ему максимум Ng демонстрирует тенденцию располагаться в этой плоскости. Ось Nm в поясе обособляется в максимум, субнормальный к структурной плоскости S.

Указанная ориентировка несомненно тектоническая. Ее происхождение обусловлено действием механизма внутрикристаллического скольжения с активизацией единственной характерной плоскости скольжения (100) в диопсиде (Raleigh, Talbot, 1967).

При более детальном анализе микроструктурных диаграмм выявляется, что данный тип петроструктурного узора обнаруживает также связь с другим более ранним структурным элементом — плоскостью полосчатости дунит-верлит-пироксенитового комплекса (S_0). Положение локального Np-максимума по отношению к S_0 указывает на возможность реализации механизма внутрикристаллического скольжения в связи с течением в плоскости полосчатости. Как известно, аналогичная предпочтительная ориентировка для пироксенов магматического происхождения установлена в кумулятах слоистых комплексов Скаергард (Brothers, 1964), Вуринос (Jackson et al., 1975) и Бургуннлос дел Керро (Pons, 1976). В соответствии с представлениями этих исследователей, возможность тектонического происхождения пироксенитовой полосчатости в перидотитах мантии полностью отвергается.

Результаты петроструктурного анализа пироксенитов и верлитов не исключают наличия первоначально магматического типа предпочтительной ориентировки клинопироксена, отражающего формирование слоистого комплекса в глубинных условиях. Появление наложенного типа предпочтительной ориентировки, структурно связанного с минеральной уплощенностью, в принципе можно связывать с последующей тектонизацией этого комплекса, совместно с породами дунит-гарцбургитовой ассоциации.

Альтернативным и более логичным, на наш взгляд, является предположение о тектоническом происхождении обоих выделяемых типов петроструктурных узоров пироксена и их связи с проявлением соответствующих им двух фаз деформации. Подобная трактовка получила подтверждение при изучении верлит-клинопироксенитовой ассоциации Кузнецкого Алатау (Гончаренко и др., 1982).

В описываемом районе породы основного состава прослеживаются вдоль всего южного контакта массива Рай-Из и обычно выделяются в составе так называемого собского габбро-диорит-тоналитового или плагиомигматитового комплекса (Соболев, 1965; Язева, Бочкарев,

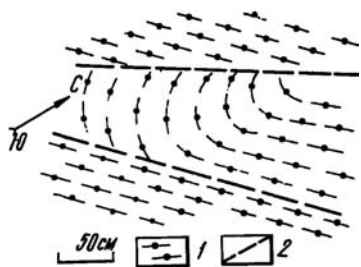


Рис. 79. Пликативные дислокации в амфиболитах.
1 — амфиболиты; 2 — тектонические нарушения.

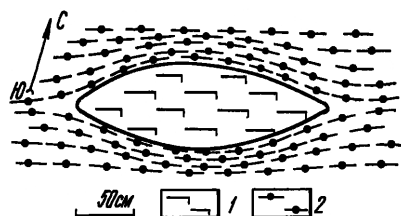


Рис. 80. Будина полосчатого амфиболита в рассланцованных амфиболитах.
1 — полосчатые амфиболиты; 2 — рассланцованные амфиболиты.

1984). В последней работе (Язева, Бочкарев, 1984) эти габброиды (габбро-амфиболиты) правильно расчленены на два структурных типа: гнейсовидные (приконтактовые) и полосчатые, очковые габбро-амфиболиты, сменяющие их в южном направлении. Однако вывод авторов, что последние развиваются по гнейсовидным разностям, не подтверждается нашими наблюдениями.

Установлено, что габброиды представлены двумя текстурными типами пород. В эндоконтакте с полосчатым комплексом — это сланцеватые, порфириобластические апогаббровые амфиболиты, в которых нередко наблюдаются сжатые изоклиальные складки; осевые плоскости таких складок совпадают с системой минеральной сланцеватости, а крылья иногда сорваны в плоскости региональной тектонизации (рис. 79). По внутреннему строению метагабброиды эндоконтакта идентичны полосе амфиболитов внутри полосчатого комплекса.

По мере удаления от контакта к югу рассланцованные амфиболиты сменяются полосчатыми разностями с бластомилонитовой структурой, которые соприкасаются между собой по тектоническому шву. Среди рассланцованных пород эндоконтактовой зоны устанавливаются будины полосчатых амфиболитов (рис. 80).

Внутренняя структура полосчатых амфиболитов резко несогласна с тектонической расслоенностью непосредственно контактирующих с телом гипербазитов пород. Полосчатость амфиболитов имеет субширотную ориентировку (с ней совпадают жилы кварца, пегматоидные жилы габбро-диоритов и дайки порфиритов), а уплощенность в эндоконтактовых амфиболитах — северо-восточную.

Ориентировка деформационной полосчатости (уплощенности) амфиболитов экзоконтакта согласуется с направлением ранней системы минеральной уплощенности гипербазитов, а ориентировка сланцеватости в амфиболитах эндоконтакта близка к системе кливажа гипербазитов в зонах пластического течения. То же отмечается и для ориентировки минеральной линейности (рис. 81). Петроструктурное изучение габброидов проведено на массиве впервые и включало определение ориентировки амфибола, плагиоклаза и кварца.

Петроструктурные узоры роговой обманки сочетают два типа предпочтительной ориентировки (см. рис. 78, обр. 5/4, 2/6, 1/2). Первый из них характеризуется обширным Ng-максимумом в плоскости кристаллизационной сланцеватости и минеральной уплощенности. Соответ-

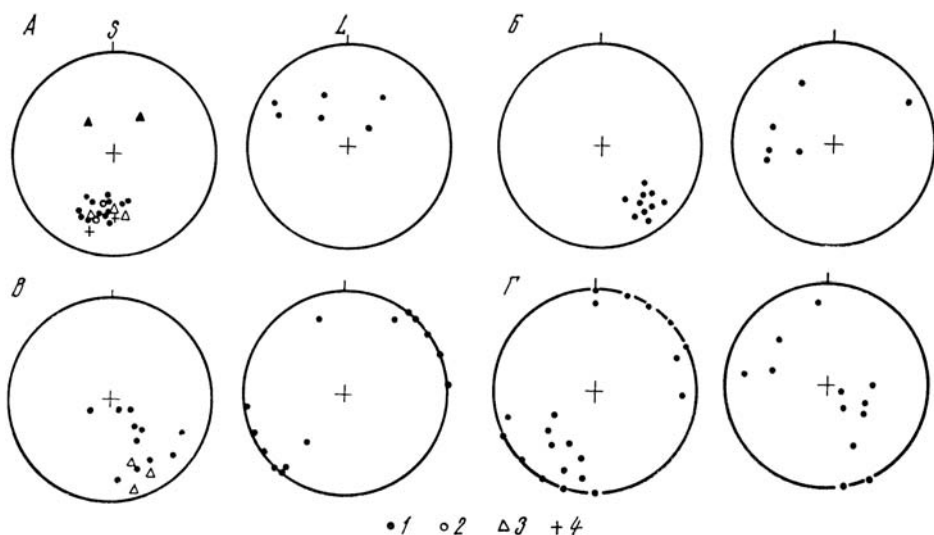


Рис. 81. Структурные диаграммы полюсов плоскостей минеральной уплощенности (S) и линейности (L) в полосчатых (A), рассланцованных амфиболитах (B), в гипербазитах с порфирокластовым и рекристаллизованным типами структур (B), в гипербазитах с мезогранулярным и протогранулярным типами структур (Γ).

1 — полюса минеральной уплощенности и линейности; 2 — полюса залегания кварцевых жил; 3 — полюса пегматоидных жил габбро и диоритов; 4 — полюса даек диорит-порфиров.

ствующий ему прерывистый пояс осей Nm и Np ориентирован вкrest простирания S -плоскости. С Ng -максимумом совмещается минеральная линейность.

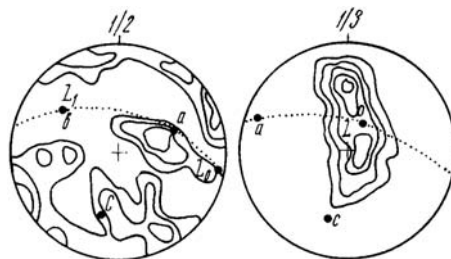
Второй тип узора представлен Np -максимумом концентрации осей, расположенным нормально к S -плоскости и пространственно совмещенным с ней поясом Ng Nm .

Соотношение указанных петроструктурных типов ориентировки роговой обманки достаточно наглядно отражает степень и характер деформации амфиболитов. С усилением степени деформации пород преобладающее значение имеет течение, получившее отражение в структурном рисунке с Np -максимумом, нормальным к S -плоскости порфиробластических амфиболитов. В бластокластических (бластомилонитовых) амфиболитах существенную роль имеет тип узора с Ng -максимумом в S -плоскости и перпендикулярным к нему поясом Nm Np . Сходный с указанным тип узора установлен Ю. Сыстрой (1978) в амфиболитах Западного Беломорья, который свидетельствует об относительно длительном интервале кристаллизации роговой обманки, начало которой совпадало с послыными движениями по плоскостям S_0 . Описанный петроструктурный узор роговой обманки унаследован псевдоморфно развивающимся по ней паргаситом (см. рис. 78, обр. 2/6).

Происхождение первого типа петроструктурного узора, по-видимому, можно связывать с внутрикристаллическим скольжением по экспериментально установленной системе (100) $[001]$, осуществляемым при температуре 800°C и скорости деформации $\epsilon = 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ (Rooney, Riesker, 1973). В природных условиях, где скорости деформации значительно ниже, следует ожидать существенное понижение температуры пластического течения амфибола.

Рис. 82. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в полосчатом амфиболите (обр. 1/2) и кварцевой жиле (обр. 1/3).

Изолинии проведены через 1—2—4—6—8% на 1% -ной сетке Шмидта. Проекция на верхнюю полу-сферу. Исследовано по 150 зерен. Пунктирная линия — плоскость уплощенности, линейность (L); a , b , c — петроструктурные оси.



Образование петроструктурного узора второго типа можно связы-вать с действием механизма двойникования по системе $(\bar{1}01) [\bar{1}0\bar{1}]$ в условиях сдвиговой деформации. Согласно экспериментальным дан-ным, механическое двойникование в амфиболах реализуется при тем-пературе ниже 800°C с нижним температурным порогом 600°C (Rooney, Riecker, 1973). Реальность указанного механизма деформации под-тверждается наличием деформационных полос по (100) в роговой об-манке из амфиболитов порфиорокластического типа. Наряду с меха-ническим двойникованием, созданию этого узора благоприятствует также отклонение от направления скольжения $[001]$ в плоскости (100) , которое вполне вероятно при температуре деформации, близкой к раз-рушению (Dollinger, Blasic, 1974).

Плаггиоклаз. Петроструктурный узор плаггиоклаза (см. рис. 78, обр. 5/4) не обнаруживает предпочтительной ориентировки и является изотропным. Деформация плаггиоклазов осуществляется двойникованием по альбитовому и периклиновому законам совместно со скольжением преимущественно в плоскости (010) . Деформация скольжением и двой-никованием при температуре 800°C , P 10 кбар и $\epsilon \sim 2 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ была достигнута в экспериментах с плаггиоклазами практически всех со-ставов.

Отсутствие предпочтительной ориентировки плаггиоклаза в амфи-болитах объясняется действием механизма двойникования одновре-менно по двум системам — (010) и (001) , для которых, как показали специальные исследования законов двойникования, устанавливается практически одинаковая частота встречаемости. Механическое двойни-кование плаггиоклазов сопровождалось наложенным процессом рекри-сталлизации, что, по-видимому, привело к усложнению петроструктур-ного узора.

Кварц. В полосчатых амфиболитах образует агрегаты мелких (раз-мером до 0,5 мм) рекристаллизованных зерен, располагающихся па-раллельно сланцеватости пород. Ориентировка оптических осей кварца характеризуется максимумом вблизи плоскости сланцеватости и поя-сом по малому кругу, полуугол раскрытия которого составляет при-мерно 40° , а ось симметрии ориентирована перпендикулярно к S -плос-кости (рис. 82, обр. 1/2). Максимум в плоскости сланцеватости обра-зует с направлением линейности кварца угол около 90° .

В литературе отмечается (Tullis et al., 1973) близкая к рассмот-ренной ориентировка кварца с открытым полууголом между пересе-кающимися поясами; установлено, что полуугол раскрытия, измерен-ный через полюс сланцеватости, возрастает с увеличением степени метаморфизма и в амфиболитовой фации составляет примерно 40° .

Ориентировка с максимумом в плоскости или вблизи плоскости сланцеватости обычно отмечается для пород высокотемпературных

уровней зеленосланцевой фации (Hara et al., 1973) и более высоких ступеней метаморфизма (Wilson, 1975).

Микроструктурная диаграмма ориентировки кварца из прослоя микрокварцитов в полосчатых амфиболитах по типу узора резко отличается от рассмотренной (см. рис. 82, обр. 1/3).

Мономинеральный кварцевый агрегат имеет ленточно-полосчатое строение и состоит из оптически близко ориентированных субпараллельно вытянутых зерен с зазубренными очертаниями границ, размером в среднем $0,35 \times 0,1$ мм. Внутри зерен кварца проявляется четко выраженная система полос излома, ориентированная под углом 90° к их удлинению. Однако границы деформационной полосчатости обозначены не резко, а фиксируются плавным волнистым погасанием смежных участков в пределах каждого зерна. По границам кварцевых индивидов располагаются мелкие рекристаллизованные зерна (размером $0,01 - 0,1$ мм), имеющие иную оптическую ориентировку.

Оптические оси кварца сосредоточены в обширном максимуме, сечущем под углом 90° плоскость сланцеватости пород (см. рис. 82, обр. 1/3) с обособленными в нем двумя локальными максимумами концентрации плотностью 6 и 8 %, которые располагаются симметрично к S-плоскости под углом $15 - 20^\circ$.

Выявленный петроструктурный узор хорошо сопоставляется с ориентировкой кварца в гнейсах беломорид Западного Беломорья, метаморфизованных до уровня амфиболитовой фации (Сыстра, 1978). Подобные типы ориентировки кварца с максимумом оптических осей вблизи S-плоскости отмечаются для пород высокотемпературных субфаций зеленосланцевой фации (Wilson, 1975), но при этом линейность располагается субнормально к положению максимума концентрации осей.

Вариации петроструктурных узоров кварца обусловлены, как отмечает Р. Вернон (1980, с. 178), «различиями процессов скольжения и рекристаллизации, в свою очередь обусловленными порознь или совместно разными температурой и скоростью деформаций».

Судя по обобщающим результатам опытов по деформации кварцита (Tullis et al., 1973), подобные описанным деформационные структуры кварца экспериментально наблюдались при замедленной деформации около 700°C . Проведенное обсуждение позволяет прийти к заключению, что предпочтительная ориентировка кварца является синметаморфической и создавалась в условиях амфиболитовой фации.

Рассмотренные особенности микростроения и ориентировки главных минералов в гипербазитах и габбро определенно указывают по меньшей мере на два этапа в их становлении. Первый (высокотемпературный) этап запечатлен в ультрабазитах ориентировкой оливина и диопсида, которая обусловлена механизмом внутризернового скольжения по системам $\{okl\}$ $[100]$ и (100) $[001]$ соответственно; в габброидах ориентировка (судя по амфиболу) обусловлена внутризерновым скольжением по системе (100) $[001]$. Второй (относительно низкотемпературный) этап отразился в ультрабазитах переориентировкой оливина, вследствие активизации системы скольжения (100) $[001]$, а в габброидах — появлением ориентировки амфибола, которую можно связывать с механизмом двойникования по системе (101) $[101]$. На втором этапе важное значение приобретает синтетектоническая рекристаллизация; в заключительную стадию этапа в габброидах проявился процесс порфиробластической перекристаллизации амфибола.

Проведенный анализ внутреннего строения полосчатого комплекса и габброидов с применением петроструктурного метода показал, что строение каждого из комплексов определяется существованием двух структурно-деформационных планов, которые коррелируются не только между собой, но и со структурным планом гипербазитов массива Рай-Из.

Наиболее отчетливо эта взаимосвязь проявлена между гипербазитами периферической части массива и полосчатым комплексом; гипербазиты последнего во фронтальной области обладают унаследованным макро- и микростроением, которое в тыловой области приобретает признаки определенной автономности. Эта ранняя структура полосчатого комплекса усложнена в центральной области наложенной зоной пластического течения и перекристаллизации северо-восточной ориентировки.

Внутренняя структура габброидов экзоконтактовой части собского комплекса сопоставима со строением тыловой области полосчатого комплекса; в то же время габброиды, судя по микроструктурам, деформированы в большей степени. Эта ранняя структура, имеющая субширотную ориентировку плоскостных элементов, в эндоконтактовой части массива «срезается», как и в полосчатом комплексе, зоной пластического течения, в которой габброиды преобразованы в порфирибластовые разности.

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ

Деформации гипербазитов на ранних стадиях их развития характеризуются преимущественно широким, «объемным» проявлением, без образования четких поверхностей раздела между крупными смещающимися блоками. Первичные взаимоотношения между выделяемыми зонами внутри дунит-гарцбургитового комплекса, а также между ним и дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом характеризуются постепенными переходами, возникшими при объемных физико-химических реакциях частичного плавления и обмена между веществом блоков. Эта закономерность, по-видимому, является фундаментальной, характерной в целом для мантийных условий. При выведении пород в условия низов земной коры большую роль приобретают явления «горячей тектоники» (Ефимов, 1977) — возникновение бластомилонитовых «швов», пересекающих смещающиеся части однородных блоков и сваривающих — разнородные. На этой стадии зоны взаимного перемещения блоков могут уже рассматриваться как дизьюнктивные, хотя в их образовании еще значительную роль играют пластические деформации, что сближает их с пликативными дислокациями.

Наиболее древняя структура такого типа — осевая часть центральной линейной зоны пластического течения и перекристаллизации (осевая метаморфическая зона). Осевая зона имеет северо-восточное простирание и находится на стыке двух крупнейших тектонических блоков, выделяемых по геофизическим данным: северного, мощностью 1,0–1,5 км (блок А), и южного, мощностью до 6 км (блок Б). По имеющимся данным, она пространственно совпадает с зоной глубинного разлома, ограничивающего с севера область максимального поднятия «базальтового слоя» (см. рис. 5).

На поверхности зона глубинного разлома выражается телами амфиболитов, актинолититов, интенсивной перекристаллизацией и мета-

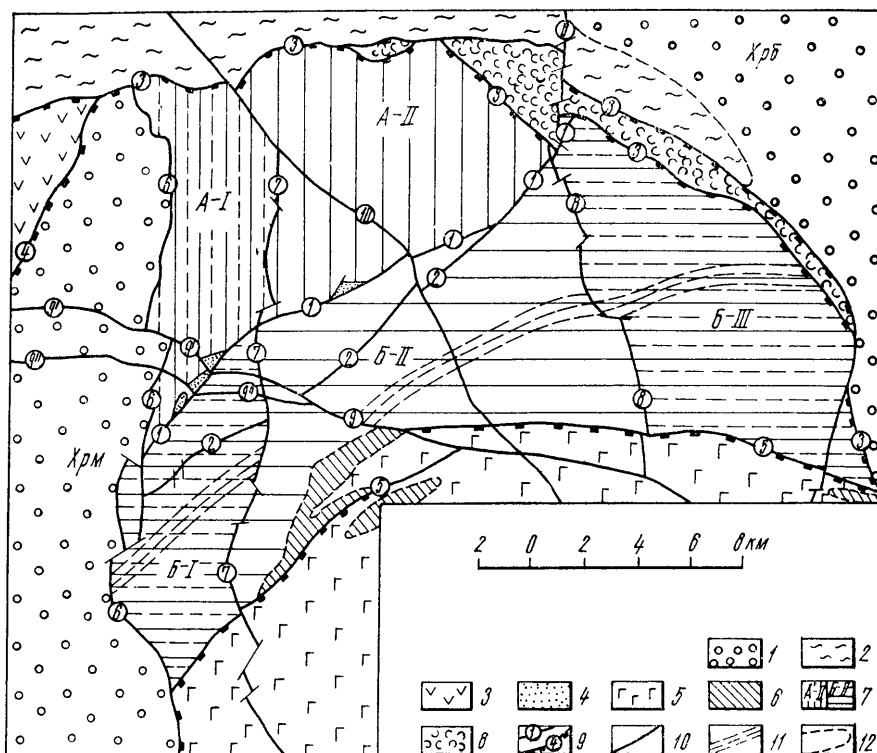


Рис. 83. Схема деления массива Рай-Из «хрупкими» разрывами на блоки.

1 — докембрийские образования: *Хрм* — Хараматолоуская депрессия, *Хрб* — Харбейский выступ; 2 — палеозойские миогеосинклинальные и субплатформенные образования западного склона; 3—7 — палеозойские эвгеосинклинальные образования Войкарского синклинория: 3 — вулканиты, 4 — гранатовые амфиболиты, предположительно относимые к породам подошвы массива, палеозой (?), 5 — габброиды нерасчлененные, 6 — клинопироксениты, верлиты и дуниты дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, 7 — гипербазиты дунит-гарцбургитового комплекса и номера тектонических блоков; 8 — зоны серпентинитового меланжа; 9 — главные тектонические нарушения и их номер (1 — Осевой разрыв, 2 — Центральный разрыв, 3 — Главный надвиг, 4 — Хараматолоуский надвиг, 5 — зона надвига габброидов, 6—10 — разрывы: 6 — Западный, 7 — Конгорский, 8 — Кэрломэншорский, 9 — Полойшорский; 9' — северная ветвь, 9'' — южная ветвь; 10 — Ингайский); 10 — прочие тектонические нарушения; 11 — Иашорская зона рассланцевания; 12 — геологические границы.

морфизмом гипербазитов с образованием сагвандитов. Глубинный разлом был долгоживущим, центр его в настоящее время проходит по Осевому разрыву, выделяемому на аэрофото- и космоснимках (рис. 83). В зоне Осевого разрыва метаморфизованные гипербазиты превращены в пределах полосы шириной 20–50 м в антигоритовые, брусит-антигоритовые серпентиниты. Ответвлением Осевого разрыва с юга является Центральный разрыв, фиксируемый мощной зоной серпентинизации, телами актинолититов, талькиитов, слюдистых плагиоклазитов.

С периодом выдвигания массива в верхнюю часть земной коры связано формирование более узких, локализованных зон надвигов, ограничивающих массив с севера и северо-востока (зона Главного надвига) и с юга и юго-востока (зона надвига габброидов). С ним же связано появление мощных зон рассланцевания субширотного направления, складчатости гипербазитов, метаморфических изменений второго и третьего этапов второй стадии.

Наиболее крупная зона рассланцевания (Иашорская) шириной 1,0–1,5 км просматривается на космоснимке и проходит через долину

р. Енга-Ю в пределах участков Детальный I и II, далее на восток вдоль верховьев ручья Иашор. К западу зона рассланцевания затухает в пределах Центрального дунитового тела и вновь появляется на левобережье р. Макара-Рузь. Данная зона расположена в пределах контура южной линейной зоны пластического течения и пространственно совпадает с осевой зоной прогрессивного метаморфизма второго этапа (Чащухин и др., 1986).

В восточной части массива, севернее Иашорской зоны рассланцевания 1–2 км, проходит вторая, менее мощная (0,5 км) зона рассланцевания также субширотного простирания. Между названными зонами гипербазиты частично рассланцованы. Ориентировка этих зон сланцеватости и гнейсоватости слагающих их гипербазитов образует острый угол с простиранием осевой зоны в центральной части массива, что указывает на перестройку плана тектонических напряжений при их формировании.

Рассланцованные гипербазиты более широко развиты в северной половине массива, тяготея к зоне Главного надвига. Здесь фиксируют контур северной (енгайско-леквожской) линейной зоны пластического течения и приконтактовую часть массива. Процессы тектонического рассланцевания протекали в зоне Главного надвига в течение продолжительного периода, с неоднократным подновлением старых зон.

В заключительные этапы выдвигания массива (предположительно в карбоне) массив был расколот крупными меридиональными разрывами, хорошо заметными на космоснимке. К таким разрывам относятся Западный, ограничивающий массив с запада и отделяющий его от Хараматолоуской депрессии, Конгорский и Кэрдоменшорский.

На космо- и аэрофотоснимках отчетливо видно, что меридиональные разрывы срезают зону надвига габброидов, но не всегда выходят за пределы массива к северу от Главного надвига (см. рис. 83). Меридиональные разрывы смещаются разрывами субширотного (Полойшорский) и северо-западного (Енгайский) направлений.

Из меридиональных разрывов наиболее обнажен Западный. Вдоль него или отсутствуют изменения гипербазитов и вмещающих пород, или вдоль контакта прослеживается прерывистая маломощная полоса брусит-антигоритовых серпентинитов. К Конгорскому и Кэрдоменшорскому разрывам приурочены наиболее крупные речные долины, пересекающие массив Рай-Из с севера на юг.

Меридиональными разрывами массив Рай-Из расколот на три крупных блока I, II, III (см. рис. 83), перемещенных относительно друг друга, отличающихся по геологическому строению и характеризующихся различными уровнями эрозионного среза. В блоке III максимально распространены гипербазиты зон Г и ГСЖД. В блоке II выходит на поверхность самое крупное на массиве дунитовое тело Центральное и широко развита зона ГШПД. Блок I по геологическому строению занимает промежуточное положение между блоками II и III, приближаясь по ряду особенностей к блоку II. В его строении участвуют и зона Г, и крупные дунитовые тела (Южное), и зона ГШПД.

К более молодым тектоническим разрывам относится Полойшорский. На космоснимке он прослеживается далеко на запад и на восток от массива во вмещающих породах, из чего можно сделать вывод, что появление его произошло после выведения массива на современный эрозионный уровень. Полойшорский разрыв смещает Западный по горизонтали до 1 км и срезает с севера месторождение хромитов Цент-

ральное. Он детально изучен в пределах месторождения, где вскрыт с поверхности канавами, а на глубине пересечен скважинами. Разрыв круто, под углом 70–80°, падает на север, представляет собой мощную зону (35–50 м) интенсивно дробленных серпентинитов, прорванных дайками диабазов. Диабазы свежие, не затронуты метаморфизмом, характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (свыше 2 %) и P_2O_5 и относятся к траппоидам пермско-триасового (?) возраста. Предположительно к этому же времени относится и заложение Полойшорского разрыва.

Самыми молодыми тектоническими разрывами, по данным дешифрирования космоснимка, являются разрывы северо-западного направления, из которых наиболее крупный Енгайский. Они проявляются в виде зон дробления и серпентинизации. Енгайский разрыв срезает на севере Конгорский и прослеживается за пределы массива. Возраст разрывов северо-западного направления условно определяется как мезозойский.

Более мелкие тектонические нарушения на массиве Рай-Из или сопряжены с описанными главными тектоническими разрывами, или образовались в поздний период развития массива (в мезо-кайнозой).

ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ МАССИВА

Попытаемся проследить историю формирования структур ультрабазитов и габброидов массива в ходе его выведения на коровый уровень. Учитывая существование различных типов складчатых форм, характерной минеральной ориентировки и деформационных микроструктур, можно наметить следующие этапы деформаций в их хронологической последовательности.

Первый этап деформации (D_1). К нему, вслед за другими исследователями («Петрология...», 1977; Щербаков, 1983; Савельева, Денисова, 1983; Савельева, 1987; Dick, Sinton, 1979; Juteau et al., 1977), мы относим этап «стратификации» или тектоно-метаморфического процесса дифференциации мантийного вещества после отделения от него базитовой части в мантии. «Стратификация» в ходе высокотемпературной пластической деформации, определяемой стационарным растеканием вещества (в условиях горизонтального растяжения), приводит к образованию первичной планпараллельной полосчатости (S_0), совпадающей с плоскостью течения на этом этапе; возникает микроструктура протогранулярного типа, фиксирующая относительно невысокие скорости деформации и повышенные температуры (Boudier, 1976); происходит установление равновесной минеральной ассоциации: оливин + энстатит + высокоглиноземистый хромшпинелид + клинопироксен. Субстрат такого состава, как свидетельствует анализ петрохимических данных по пироксенам, отвечает условиям шпинелевой фации глубинности (Малахов, 1983). Температура деформации, судя по минеральным геотермометрам (Кашинцев, 1972; Малахов, 1983) с привлечением сравнительного материала по другим массивам (Савельева, 1987; Чашухин и др., 1986), составляла не менее 1000 °С.

Первоначально, когда мы располагали сравнительно ограниченным материалом, вопрос о проявлении складчатости в ультрабазитах на этом этапе оставался открытым (Шмелев, Пучков, 1986). Сейчас, когда установлено широкое распространение изоклинальных складок F_1 в

пределах Кэрдоменшорской и Верхнесобской структур, этот вопрос можно считать решенным.

Второй этап деформации (D_2). Соответствует первому изменению геодинамического режима, характеризующемуся пластической складчатой деформацией, которая носила более дифференцированный характер. На этом этапе формируются син- и антиформные складчатые структуры (Кэрдоменшорская, Верхнесобская, Леквожская, Конгорская), образующие первоначально единую систему складок (F_2) с полого погружающимися шарнирами с субвертикально ориентированными осевыми плоскостями. Субстрат, участвующий в складчатости, представлен директивными, директивно-полосчатыми гарцбургитами, нередко диопсидсодержащими (гарцбургитовая ассоциация). Структурные парагенезисы этого этапа выражены: а) дивергентным веером ранней (хромшпинелидовой) уплощенности в структуре, б) сложно-ориентированной хромшпинелидовой (оливин-хромшпинелидовой) линейностью, близкой в целом к *a*-типу, т. е. субнормальной ориентировке шарнира; в) сильным Ng -типом (субгоризонтальный или наклонный максимум оси Ng и пояса осей Np , Nm) ориентировки оливина по строению и менее отчетливой ориентировкой по форме (нередко отмечаемые между ними угловые взаимоотношения указывают на вращательный, скалывающий характер пластической деформации); г) деформационными микроструктурами протогранулярного, мезогранулярного, реже порфирокластического типа; д) комплексом жил (орто)клинопироксенитов, габброидов (плаггиоклазитов) и дунитов; е) макроскладками в ядерно-замковой части (Верхнесобская структура).

Деформация D_2 (принимая во внимание ориентировку оливина и тип микроструктуры ультрабазитов) осуществлялась в высокотемпературном режиме при относительно невысокой скорости деформации (главным образом посредством механизма внутрикристаллического скольжения по системе $\{Okl\}$ $[100]$, с подчиненной ролью синтектонической рекристаллизации); величина стресса, с учетом размера рекристаллизованных зерен оливина, вероятно, соответствовала на этом этапе первым сотням бар. Условия деформации D_2 не привели к коренной структурно-вещественной перестройке парагенезисов, сформированных на предыдущем этапе.

С этапом D_2 связано формирование жильного комплекса, который размещается в наиболее напряженных участках структур и фиксирует процесс частичного плавления ультрабазитов, синхронный с пластическими деформациями.

Вопрос о совместном с ультрабазитами массива участия в деформации D_2 полосчатого комплекса и габбро решить однозначно не представляется возможным, хотя между ними и установлена структурная взаимосвязь. Можно лишь утверждать, что по крайней мере к концу этого этапа (а вероятно, и раньше) полосчатый комплекс как структурная единица уже существовал.

Пространственная ориентировка поля напряжений, контролирующего деформацию D_2 , исходя из анализа линейно-плоскостных элементов (в том числе оптической ориентировки оливина) не может быть установлена однозначно, ввиду наложения последующих деформаций; представляется, что сжатие (σ_1) и растяжение (σ_3) были ориентированы в субгоризонтальной плоскости.

Третий этап деформации (D_3). Если первые два этапа характеризовались относительной близостью P T -условий и сопоставимостью

структурных и вещественных парагенезисов, то третий этап деформации, в условиях новой смены геодинамического режима (подъемом на субкоровый уровень) приводит к их коренной перестройке. Этап D_3 обуславливает не только возникновение новых структурных форм (складок, зон течения), но и динамометаморфической зональности, устанавливаемой по типам деформационных микроструктур.

На этапе D_3 в условиях высокотемпературного пластического течения вещества образуется гигантская складчатая структура (мегаструктура — F_3), имеющая северо-восточное простирание осевой плоскости и субвертикально погружающийся шарнир.

Образование структуры F_3 сопровождается формированием в ее ядерно-законной области центральной линейной зоны пластического течения (в которой ультрабазиты превращены в «типичные» кристаллосланцы, с отчетливой минеральной уплощенностью) и разномасштабных складок, часто сжатых или изоклиальных. Наиболее крупная из этих складок — Визувшорская, имеет ориентировку, близкую к ориентировке главной мегаструктуры, а структурные парагенезисы, синхронные с ее образованием, можно считать типичными для этапа образования структуры F_3 . Они представлены: а) уплощенностью оливина, маркируемой второй ориентировкой энстатитовой полосчатости и образующей систему плоскостей, субпараллельных осевой плоскости; б) микролинейностью оливина, совпадающей с шарниром или образующей вокруг него пояс рассеивания; в) отчетливым Np (реже Ng) типом (максимум оси Np пояса осей Ng , Nm) ориентировки оливина по строению и отчетливой ориентировкой по форме (уплощенностью); г) деформационными микроструктурами порфиорокластического, таблитчатого и мозаичного типов; д) жилами, полосами и крупными телами дунитов (реже пироксенитов) с хромитовой минерализацией; е) дополнительными мелкими изоклиальными складками энстатитовой и хромитовой полосчатости. Эти парагенезисы, например, уплощенность оливина, частично проявлены и в области крыльев мегаструктуры; так, в области Верхнесобской (и менее отчетливо Кэрдменшорской) структуры уплощенность оливина ориентирована конвергентным веером по отношению к осевой плоскости (см. рис. 51).

В целом, T_3 -условия этапа D_3 , в отличие от D_2 , определялись меньшими температурами и более высокой скоростью деформации; при этом наряду с таким механизмом течения, как пластическая деформация посредством внутризернового скольжения, важное значение приобретает синтетектоническая рекристаллизация. Меньший размер образующихся в процессе рекристаллизации необластов оливина свидетельствует о более высоком уровне стресса, порядка 500–1000 бар (но не превышающем 1 кбар), что характерно для более высоких уровней литосферы (Carter, 1976).

В составе дунит-гарцбургитовой ассоциации, сформированной на этом этапе, участвуют крупные дунитовые тела и обособленные возле (или в пределах) последних хромитовые концентрации, связь которых с зонами максимальных деформаций в складчатой структуре несомненна. Появление дунитов обуславливается широкомасштабным частичным плавлением гарцбургитового субстрата и синхронной (?) метаморфической дифференциацией.

Породы полосчатого комплекса и габбро обнаруживают неотчетливые признаки пластических складчатых деформаций и (динамометаморфических преобразований), которые можно сопоставить с этапом

Д₃; вероятно, что, как и породы крыльев мегаструктуры, они принимали «пассивное» участие в деформации Д₃. Вместе с тем не исключено, что уже на этом этапе в них началось заложение зон течения, которые окончательно сформировались позднее.

Пространственная ориентировка поля напряжений на этом этапе, исходя из элементов макро- и микроориентировки, определяется довольно однозначно: сжатие (σ_1) было ориентировано в северо-западном направлении, а растяжение (σ_3) имело субвертикальную ориентировку.

Этап высокотемпературного автопорфиробластеза. Завершает цикл пластических складчатых деформаций (и течения в линейных зонах) этапа Д₃. Релаксация стрессовых напряжений при существующих высоких температурах (и вероятно, повышенной активности газовой составляющей) неминуемо приводит к обстановке высокотемпературного отжига, который в центральной динамически наиболее подготовленной зоне массива, реализуется как процесс высокотемпературного (авто) порфиробластеза с образованием полосы «вторичных», идиобластовых, гарцбургитов.

Формирующийся на этом этапе структурный парагенезис включает вторичную энстатитовую полосчатость, порфиробластовые и вторично протогранулярные типы микроструктур пород; в порфиробластовых гарцбургитах микроструктура оливиновой матрицы и ориентировка отвечают раннему парагенезису (этапа Д₃).

РТ-условия этапа порфиробластеза отвечают режиму гидростатического равновесия (при отсутствии стресса) и высоким, порядка 700 °С и более (до 890°), температурам (Кашинцев, 1972; «Петрология...», 1977; Чашухин и др., 1986), что позволяет соотносить их с высокотемпературной областью амфиболитовой фации. В этих условиях возможна частичная (и даже полная) посттектоническая собирательная рекристаллизация энстатита и оливина. Участие флюида на этом этапе, несомненно, стимулировало данный процесс.

Ранее («Петрология...», 1977; Чашухин и др., 1986) предполагалось, что отсутствие следов ранней петельчатой серпентинизации в новообразованиях этого этапа служит косвенным доказательством того, что вследствие прогрессивного подъема температуры осуществилась десерпентинизация пород, а высвободившаяся при этом вода ускорила протекание метаморфических реакций. В подобной интерпретации заранее предполагается существование охлажденного (до 300 °С) субстрата и его последующий гипотетический разогрев. Здесь, по существу, игнорируется наблюдаемая структурная взаимосвязь высокотемпературной складчатой пластической деформации и процесса порфиробластеза. Последний же, как указывалось, замыкает цикл складчатых пластических деформаций и течения в линейной зоне (при существующих высоких температурах), а не фиксирует процесс последующего разогрева охлажденного и серпентинизированного субстрата.

Почти полное отсутствие в породах «зоны» следов ранней (петельчатой) серпентинизации может быть обусловлено как их «экранированным», внутренним положением в массиве (ядро мегаструктуры), так и значительной степенью рекристаллизации пород, которая может затруднять серпентинизацию (Савельева, 1987).

Четвертый этап деформации (Д₄). Совпадает с новым периодом тектонической активизации, связанным с эволюцией ультрабазитов на коровом уровне, и охватывает, по всей видимости, значительный временной интервал.

В массиве в это время формировались южная и северная зоны течения, имеющие субширотную ориентировку. Их характерные признаки: мелкая (субизоклиальная) складчатость, гофрировка, тонкое разгнейсование (рассланцевание). В пространственно-временном плане процессы течения («мокрый» динамометаморфизм) вначале тяготели к южной зоне и сопровождалась образованием амфибол-оливиновых, амфибол-тальк-оливиновых минеральных парагенезисов, а затем переместились на север, где формировались антигорит-оливиновые (войкаритовые) сланцы. *PT*-условия деформации, судя по минеральным парагенезисам, менялись, постепенно снижаясь, вероятно, от эпидот-амфиболитовой до верхов зеленосланцевой фации.

С этим же этапом мы связываем формирование зоны глубинного разлома в осевой части центральной линейной зоны течения и синхронной метасоматической переработки субстрата с образованием сагвандитов, слюдистых (в том числе рубиновых) метасоматитов, серпентинитов; здесь преобладает течение на уровне милонитизации и катаклаза. Что касается ранней петельчатой серпентинизации в истории формирования разреза ультрабазитов, то, вероятно, ее первые проявления отчасти можно связывать с началом этапа D_4 (выведение в коровые условия), однако массовой она стала позднее, на более высоких уровнях.

В полосчатом комплексе с D_4 связано формирование зоны течения и перекристаллизации в центральной области, где породы (в том числе и габброиды) претерпели бластомилонитизацию и рассланцевание. В габброидах на контакте с ультрабазитами также формируется зона течения и порфиробластических преобразований.

Пятый этап деформации (D_5). Этот завершающий этап становления массива характеризуется трещинно-блоковой тектоникой, образованием серпентинитов в краевых частях массива (вдоль его современных контактов) и формированием северной зоны меланжа в подошве главного надвига.

Глава VII

ХРОМШПИНЕЛИДЫ И ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ МАССИВА

АКЦЕССОРНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ

Акцессорный хромшпинелид – типоморфный минерал гипербазитов. Из-за сложности состава и незначительного содержания в породах он очень чувствительно реагирует на изменение *PT*-условий. Изучение химизма хромшпинелида способствует решению вопросов формирования и метаморфизма ультрабазитов и заключенных в них хромитовых руд.

Проведенное нами изучение ряда альпинотипных массивов Урала – Рай-Из, Кемпирсайского, Хабаровинского, Крака и других – позволило выделить в истории гипербазитов два крупных события – этапы ранней и поздней стадий метаморфизма.

Для восстановления истории гипербазитов наиболее информативны гарцбургитовые и лерцолитовые парагенезисы. Объясняется это, во-первых, чувствительностью хромшпинелид-пироксен-оливинового парагенезиса к изменению внешних условий (Боуэн, Таттл, 1950; Evans, Trommsdorf, 1970), а во-вторых, подавляющим преобладанием в массивах гарцбургитов и метаморфитов по ним.

Ретроградный метаморфизм гипербазитов, вызванный падением температуры и давления, приводит к освобождению минеральных фаз ранних парагенезисов от примесных компонентов. Богатый Ca, Al, Sr ранний ортопироксен распадается на диопсид и обедненный этими компонентами энстатит (Sinton, 1977; Савельева, Степанов, 1979), клинопироксен – на энстатит и диопсид. В присутствии воды появляется паргасит, по которому впоследствии образуются тремолит и хромшпинелид. Изучение керн скважины, пройденной в несерпентинизированных гарцбургитах Кемпирсайского массива, показало, что источником вещества для образования некоторой части акцессорного хромшпинелида может служить ранний ортопироксен. Этот вывод перекликается с данными П. Я. Яроша (1980), который изучил вростки хромшпинелида в оливине дунитов и пришел к заключению, что акцессорный хромшпинелид – результат сегрегации хромшпинелей, продуктов распада хромсодержащего оливина. Мы считаем, что достаточных оснований рассматривать весь акцессорный хромшпинелид гипербазитов как продукт перерождения первичных силикатов пока нет, поскольку сохранившиеся самые ранние парагенезисы (лерцолиты массива Крака) уже содержат хромшпинелид.

Большинство изученных альпинотипных массивов Урала, включая крупнейшие – Кемпирсайский, Хабаровинский, Кракинский, претерпели в большей части только регрессивный метаморфизм, при котором хромшпинелид сохраняет главные особенности химизма, сформулированные

Таблица 8

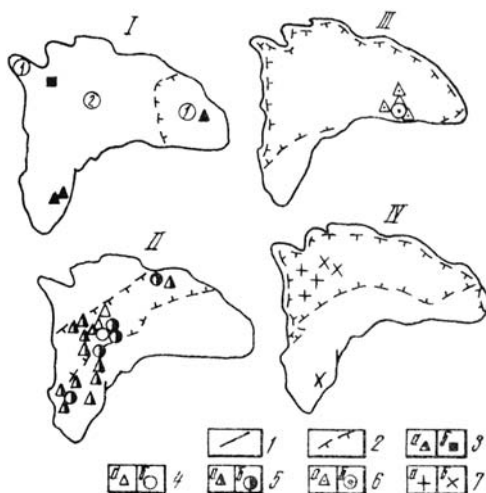
Состав аксессуарных хромшпинелидов массива Рай-Из, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO ₂	0,04	0,11	0,18	0,48	0,10	0,04	0,22	0,36	0,44	0,34	0,38	0,06
Cr ₂ O ₃	37,91	17,07	33,86	21,93	8,83	9,40	52,17	45,29	42,39	25,35	9,83	52,06
Al ₂ O ₃	29,85	47,03	0,60	1,46	1,00	1,80	2,18	9,38	2,66	0,00	0,16	5,78
Fe ₂ O ₃	1,85	4,26	36,00	47,16	60,71	59,73	14,97	14,83	24,48	44,27	59,46	11,56
FeO	18,71	16,47	24,45	23,52	25,50	25,12	26,57	23,57	25,42	27,00	27,70	25,62
MnO	0,24	0,21	0,62	0,53	—	0,60	0,61	0,55	0,62	0,58	0,55	0,47
MgO	11,40	14,85	4,29	4,92	3,86	3,31	3,28	6,02	3,99	2,46	1,92	4,48
Количество катионов в элементарной ячейке												
Ti	0,02	0,01	0,04	0,11	0,02	0,01	0,05	0,07	0,10	0,08	0,08	0,01
Cr	7,25	2,99	7,83	5,05	2,11	2,20	11,94	9,83	9,70	6,01	2,33	11,60
Al	8,41	12,29	0,21	0,50	0,35	0,63	0,74	3,03	0,91	0,00	0,06	1,92
Fe ³⁺	0,32	0,71	7,92	10,34	13,57	13,16	3,27	3,07	5,29	9,91	13,53	2,47
Fe ²⁺	3,80	3,05	5,98	5,73	6,32	6,39	6,43	5,41	6,12	6,78	7,01	6,03
Mn	0,05	0,04	0,15	0,13	—	0,15	0,15	0,13	0,15	0,15	0,14	0,11
Mg	4,15	4,91	1,87	2,14	1,68	1,46	1,42	2,46	1,73	1,07	0,85	1,86
Железистость оливина, % ...	8,7	10,0	8,5	8,4	6,0	5,2	9,0	8,8	9,5	9,2	7,2	8,0
Колич. магнетита в породе, мас. % ...	0,06	0,23	—	0,92	3,7	3,8	0,15	3,1	0,2	1,9	2,4	0,35
Компонент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
TiO ₂	0,23	0,72	0,31	0,22	0,11	0,28	0,16	0,25	0,17	0,20	0,17	
Cr ₂ O ₃	49,46	43,13	48,04	49,78	56,58	49,00	40,59	55,94	36,96	47,93	53,10	
Al ₂ O ₃	7,36	1,01	12,10	6,86	7,34	2,85	1,20	12,55	31,14	12,19	9,28	
Fe ₂ O ₃	12,11	24,36	8,86	13,10	6,35	16,71	28,68	2,80	2,25	9,09	6,11	
FeO	26,21	27,95	24,77	24,09	22,51	28,30	24,26	17,96	15,39	23,64	26,57	
MnO	0,52	0,66	0,50	0,44	0,35	0,65	0,46	—	—	0,44	0,47	
MgO	4,11	2,17	5,42	5,51	6,76	2,21	4,65	10,50	14,09	6,51	4,28	
Количество катионов в элементарной ячейке												
Ti	0,05	0,16	0,06	0,05	0,03	0,06	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	
Cr	10,98	10,10	10,25	10,96	12,28	11,28	9,30	11,54	6,90	10,21	11,63	
Al	2,44	0,35	3,85	2,25	2,39	0,98	0,41	3,86	8,67	3,87	3,03	
Fe ₃₊	2,53	5,39	1,84	2,74	1,30	3,68	6,25	0,55	0,40	1,84	1,27	
Fe ²⁺	6,16	6,87	5,71	5,61	5,16	6,88	5,88	3,92	3,04	5,33	6,16	
Mn	0,12	0,17	0,11	0,10	0,08	0,16	0,11	—	—	0,10	0,11	
Mg	1,72	0,96	2,18	2,29	2,75	0,96	2,01	4,08	4,96	2,62	1,77	
Железистость оливина, % ...	9,2	8,0	8,3	8,0	8,3	8,8	9,7	8,9	9,10	8,8	—	
Колич. магнетита в породе, мас. % ...	0,34	0,33	0,31	0,26	0,11	0,75	0,3	—	—	—	—	

* 1—19 — хромшпинелиды из пород массива Рай-Из: 1 — средний состав хромшпинелидов из гарибургитов, 2 — лерцолит, 3—6 — оливин-энстатитовые породы, 7—11 — оливин-тальк-амфиболовые породы, 12—16 — оливин-антигоритовые породы (12 — массивная, 13, 14 — сланцы, 15, 16 — будины пегматоидных дунитов в сланцах), 17—19 — дунит-пегматиты; 20 — средний состав хромшпинелидов из дунитов Урала; 21 — то же из гарибургитов; 22, 23 — хромшпинелиды из оливин-антигоритовых пород Войкаро-Сынинского массива: 22 — р. Хойла, 23 — р. Лаптапай.

Рис. 84. Этапы метаморфизма хромшпинелидов в гипербазитах массива Рай-Из.

I — первая стадия; *II–IV* — вторая стадия. Ассоциации: *1* — ранние парагенезисы (цифры в кружках: *1* — гарцбургитовая, *2* — полосчатая дунит-гарцбургитовая); *II* — зонального высокотемпературного метаморфизма; *III* — оталькованных гипербазитов; *IV* — оливин-антигоритовых пород. *1* — контуры выходов гипербазитов массива; *2* — площади распространения соответствующих ассоциаций; *3–7* — местоположение образцов, из которых выделены и проанализированы акцессорные хромшпинелиды (*a* — гарцбургиты, *b* — дуниты); *3* — парагенезисы гарцбургитов и дунитов, претерпевших только ретроградный метаморфизм; *4* — конечные продукты зонального высокотемпературного метаморфизма (оливин-энстатит-магнетитовый парагенезис); *5* — оливин-энстатит-хроммагнетитовый парагенезис; *6* — оталькованные гипербазиты; *7* — оливин-антигоритовый парагенезис (продукты войкаритизации).



ранее (Царицын, 1974): в дунитах он имеет высокохромистый состав с отношением Mg/Fe^{2+} около единицы, в гарцбургитах и лерцолитах — высокоглиноземистый с преобладанием Mg над Fe^{2+} (табл. 8, ан. 20, 21). С другой стороны, гипербазиты ряда массивов, прежде всего Рай-Из, Войкаро-Сыннинского, Таловского, Баженовского и других, испытали в разной степени наложенный прогрессивный динамотермальный метаморфизм, аналогичный описанному Эвансом и Троммсдорфом для Альп (Evans, Trommsdorf, 1970; Trommsdorf, Evans, 1974). Эти исследования выявили сложные изменения химизма акцессорных хромшпинелидов в процессе прогрессивного метаморфизма (Evans, Frost, 1975). Однако, несмотря на богатый фактический материал, связь состава хромшпинели с определенными парагенезисами, формирующимися при прогрессивном метаморфизме гипербазитов, по-прежнему остается одним из наименее изученных вопросов. Мы попытались в какой-то мере восполнить этот пробел, взяв в качестве объекта изучения гипербазиты массива Рай-Из.

В строении массива участвуют следующие комплексы пород (рис. 84, I): гарцбургитовый с равномерным распределением ориентированных агрегатов зерен ортопироксена, полосчатый дунит-гарцбургитовый такситовой текстуры и дунит-клинопироксенит-габбровый. В породах первых двух комплексов развивается штокверк более поздних дунитов. Химический состав хромшпинелидов из реликтовых участков этих комплексов, претерпевших только ретроградный метаморфизм, подтвердил принадлежность массива к альпинотипной ассоциации (см. табл. 8, ан. 1, 2).

Около 80 % площади гипербазитов массива затронуто многостадийным поздним прогрессивно-регрессивным зональным метаморфизмом, подразделяющимся на ряд стадий: высокотемпературный динамотермальный метаморфизм, оталькование, развитие оливин-антигоритовых пород (войкаритизация, образование антигоритовых серпентинитов).

Высокотемпературный динамотермальный метаморфизм. Наиболее высокотемпературная стадия зонального метаморфизма пространственно связана с зоной древнего, не выходящего за пределы массива субширотного разлома, имеющей крутое юго-юго-восточное падение, в связи с чем она наиболее интенсивно проявилась к югу от осевой линии

разлома (см. рис. 84, II). Данные по оливин-энстатитовому равновесию показывают, что процесс шел при температуре около 800 °С (Sack, 1980), т. е. в условиях, отвечающих верхнему пределу амфиболитовой фации. Результатом явилась полная перекристаллизация и образование оливин-энстатитовых пород и сагвандитов в центральной части полосы метаморфизма и энстатит-оливиновых — по периферии («Петрология», 1977). Для перечисленных пород характерна ассоциация маложелезистых безводных силикатов ($f = 5-6$ мол. %) с клинохлором, тремолитом, магнезитом и железистым хромшпинелидом, часто — с магнетитом. Энстатит освобожден от Ca, Al, Cr. Систематическое определение содержания Al_2O_3 в этом минерале по показателю преломления, скорректированное по данным химического анализа мономинеральных фракций, показало, что ореол влияния зонального динамометаморфизма значительно шире того, который установлен при полевых наблюдениях. Породы, ортопироксен которых содержит глинозем 2 % и более, что отвечает наиболее ранним парагенезисам, сохранились лишь в наиболее удаленных от зоны древнего разлома участках массива (см. рис. 84, I).

Еще более отчетливо влияние зонального метаморфизма в составе акцессорного хромшпинелида (см. табл. 8, ан. 3—6; табл. 9, обр. 1461). Акцессорный рудный минерал оливин-энстатитовых пород представлен главным образом хроммагнетитом с тенденцией изменения состава в сторону магнетита. Акцессорные хромшпинелиды дунитов, попавших в зону метаморфизма, по составу близки к хромшпинелидам апогарцбургитовых пород (см. табл. 2, ан. 17—19).

Как свидетельствуют профили микрозондового сканирования, распределение компонентов по зерну хромшпинелида в оливин-энстатитовых породах достаточно равномерное (рис. 85). Это касается как главных компонентов минерала, так и титана и марганца. Лишь в краях зерен отмечено плавное снижение содержания глинозема и магния, компенсируемое повышением содержания железа (рис. 86). Отсутствие сильно выраженной зональности хромшпинелида отражает значительную степень равновесности минеральной ассоциации, представленной в данной породе оливином, энстатитом, тремолитом, клинохлором и железистым хромшпинелидом.

Снижение содержания глинозема в краях зерен хромита нельзя приписать локальному выносу этого компонента, например, в хлорит, поскольку аналогичный характер имеет и контакт шпинелида с оливином. Наиболее вероятно, что изменение состава хромшпинелида в перифериче-

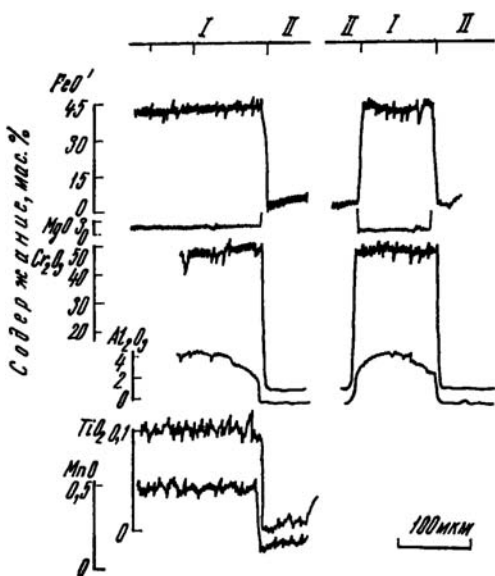


Рис. 85. Распределение компонентов по зерну хромшпинелида. Оливин-энстатитовая порода, обр. 1461.

I — хромшпинелид, II — оливин.

Рис. 86. Распределение компонентов по зерну хромшпинелида. Оливин-талк-амфиболовая порода, обр. 1338.

ских частях зерен отвечает плавному падению параметров метаморфизма в регрессивную стадию позднего этапа. Согласно данным Эванса и Фроста, центральные части зерен хромшпинелида с максимальным отношением $Al/(Al+Cr)$ отвечают наиболее высокотемпературному равновесию. Периферические же части с плавно уменьшающимся содержанием глинозема отражают условия спада температуры (Evans, Frost, 1975).

Характерно отсутствие в центральных частях изученных зерен реликтов хромшпинелидов первичных составов, свойственных неизмененным породам (см. табл. 8, ан. 1, 2). Это еще раз свидетельствует о глубоких процессах перекристаллизации и вторичного уравнивания составов минералов при образовании оливин-энстатитовых пород.

Фигуративные точки шпинелидов оливин-энстатитовых пород Рай-Иза занимают на тройной диаграмме меньшее поле, чем оливин-энстатитовых пород Западных Альп и Северной Америки. Для последних наблюдаются широкие вариации состава шпинелидов, охватывающие не только ряд магнетит — хромит, как в нашем случае, но и ряд хромит — шпинель. В оливин-энстатитовых породах массива Рай-Из высокоглиноземистых хромшпинелей не обнаружено (см. табл. 8, ан. 3—6, табл. 9, обр. 1461). Подобный состав связан с увеличением температуры выше пределов устойчивости хлорита и разложением последнего с образованием зеленой шпинели (Evans, Frost, 1975), что соответствует переходу от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма. Имеющиеся данные по составам и зональности акцессорных хромшпинелидов, как наличие клинохлора, показывают, что параметры этого перехода для оливин-энстатитовых пород на массиве Рай-Из не достигались.

Оталькование. Наиболее широко в породах массива распространены продукты оталькования. Для этого процесса характерны незавершенность и сохранение первичных структур пород. Главная трудность изучения продуктов этого процесса заключается в том, что оталькование накладывается как на подвергнутые более высокотемпературному метаморфизму породы, так и на продукты регрессивного метаморфизма. Единственный критерий, позволяющий в какой-то мере говорить о влиянии оталькования, которое проявилось в чистом виде, — это удаленность пород от зоны древнего разлома. Из большого количества проанализи-

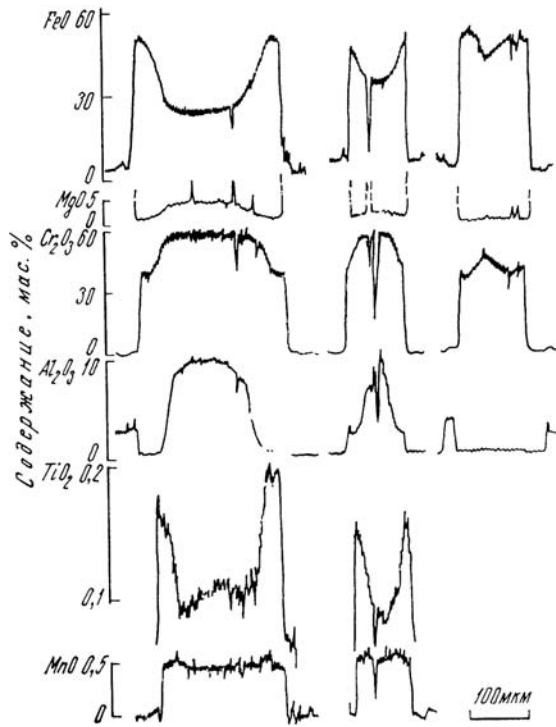


Таблица 9

Состав зональных хромшпинелидов в гипербазитах массива Рай-Из, мас. %

Компонент	1461*	1338	1349	1313
TiO ₂	0,06/0,09	0,14/0,42	0,30/0,19	0,11/0,16
Cr ₂ O ₃	47,08/46,89	54,62/57,53	25,55/9,38	55,40/52,70
Al ₂ O ₃	4,09/3,17	10,44/0,74	0,31/0,08	8,97/2,40
FeO	40,19/41,19	27,08/34,24	64,09/82,46	27,45/36,73
MnO	0,49/0,49	0,46/0,58	0,53/0,33	0,52/0,56
MgO	5,11/4,99	5,97/2,85	4,66/1,64	6,35/4,42
ZnO	0,24/0,23	0,65/0,26	0,24/0,09	0,51/0,29
NiO	0,19/0,22	He обн./0,47	0,53/0,69	He обн.
Сумма ...	97,45/97,27	99,36/97,09	96,21/94,86	99,21/97,26
Количество катионов в элементарной ячейке				
Ti	0,012/0,019	0,028/0,092	0,066/0,043	0,021/0,035
Cr	10,626/10,653	11,776/7,954	5,874/2,225	11,986/12,105
Al	1,377/1,072	3,355/0,256	0,107/0,031	2,894/0,820
Fe ³⁺	3,996/4,236	0,806/7,606	9,887/13,639	1,077/2,942
Fe ²⁺	5,600/5,663	5,369/6,530	5,703/7,034	5,205/5,982
Mn	0,120/0,119	0,106/0,145	0,168/0,085	0,120/0,075
Mg	2,174/2,139	2,428/1,250	2,019/0,736	2,592/1,915
Zn	0,051/0,048	0,131/0,056	0,052/0,020	0,104/0,063
Ni	0,043/0,050	—/0,111	0,124/0,168	—

* Обр. 1461 — оливин-энстатитовая порода, обр. 1338, 1349 — оливин-амфибол-тальковая порода, обр. 1313 — оливин-антигоритовая порода. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5, оператор В. Г. Гмыра. В числителе — центр, в знаменателе — край зерна.

рованных образцов были выбраны те, которые отвечали бы этому требованию в максимальной степени (см. табл. 8, ан. 7—11). Химический анализ мономинеральных фракций рудного минерала из этих пород показал, что по мере увеличения содержания талька в породах хромшпинелид теряет глинозем и магний, порода становится более магнитной. Аксессуарный хромшпинелид превращается в хроммагнетит.

Такой ход изменения химизма минерала наблюдается как в целом для талькосодеждающих пород, так и для конкретных образцов, при изучении зональности зерен хромшпинелида. Для оливин-тальковой породы (табл. 9, обр. 1338) выявлена сложная зональность хромшпинелида. Центральная часть зерен представлена железистым субферрихромитом, по классификации Н. В. Павлова, т. е. шпинелидом с содержанием глинозема около 10 %. Краевая часть крупных зерен представлена практически безглиноземистым железистым феррихромитом-хроммагнетитом. Наблюдается также обогащение краевых частей зерен титаном (см. рис. 86). Состав мелких зерен соответствует составу периферии крупных. Это обстоятельство, а также постоянство состава краевых частей зерен хромшпинелидов, отчетливо выявляемое при малых скоростях сканирования, свидетельствуют об образовании зональности в процессе роста шпинелида, а не за счет более позднего выноса компонентов. Таким образом, состав различных зон аксессуарных хромшпинелидов этих пород отражает условия, по крайней мере, двух частичных равновесий. Центральная часть зерен по составу близка к аксессуарным хромшпинелидам оливин-антигоритовых пород (см. табл. 8, ан. 22, 23) или к одной из разновидностей гарцбургитов. Учитывая компактность

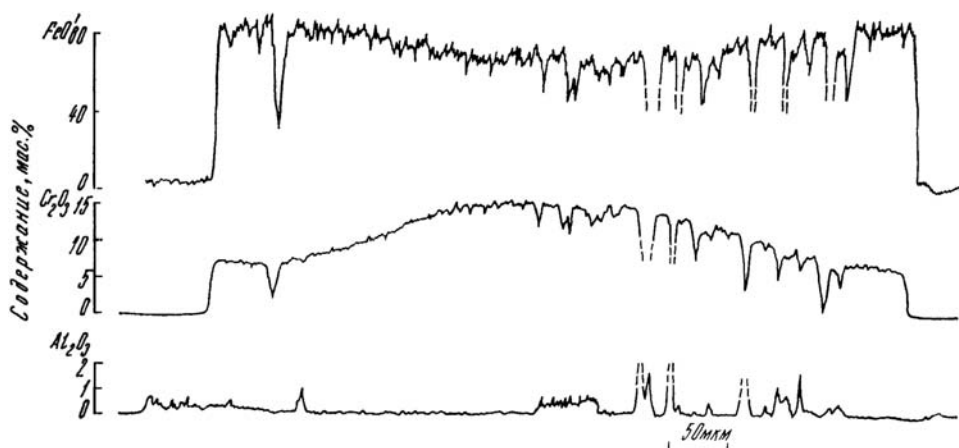


Рис. 87. Распределение компонентов по зерну хромшпинелида. Оливин-амфибол-тальковая порода, обр. 1349.

тальк-тремолитовых обособлений в данном образце, близких по конфигурации к псевдоморфозам по энстатиту, следует предпочесть вторую возможность. Такие гарцбургиты, по-видимому, являются метаморфитами по ранним гарцбургитам, содержащим глиноземистый хромит, и описаны для Войкаро-Сыньинского массива (Лазько, 1984). Таким образом, центральная часть крупных зерен принадлежит, скорее всего, к вторичному гарцбургитовому парагенезису, краевая часть и мелкие зерна отражают появление в породах талька и в меньшей степени — тремолита, замещающих энстатит. Как и для оливин-энстатитовых пород, краевая часть зерен хромшпинелида имеет меньшее отношение $Al/(Al+Cr)$, т. е. является, согласно данным Эванса и Фроста, низкотемпературной по отношению к центральным частям зерен (Evans, Frost, 1975).

Количественное соотношение реликтовых и образованных при развитии талька участков хромшпинелида может быть различным. Так, для тальк-амфибол-оливиновой породы (см. табл. 9, обр. 1349) глинозем-содержащие ядра в рудном минерале отсутствуют. Зональность проявлена лишь в увеличении отношения Fe/Cr к краям зерен. При этом не наблюдается локального выноса глинозема и хрома из шпинелида и формирования вокруг него хлорита или другого Al -, Cr -содержащего минерала. Как и для оливин-энстатитовых пород, состав и характер зональности хромшпинелида отражают условия формирования минеральной ассоциации в целом (рис. 87).

Войкаритизация. Следующая стадия прогрессивного метаморфизма — формирование оливин-антигоритовых пород (войкаритов, по Г. Н. Савельевой, 1977) — проявилась главным образом в северной части массива. Войкаритизация накладывается как на продукты зонального высокотемпературного метаморфизма, так и на оталькованные парагенезисы. Изучение результатов войкаритизации упрощается тем, что в связи с крупным юго-юго-восточным падением зоны древнего разлома северный контакт зоны динамотермального метаморфизма довольно резкий, по всей вероятности, тектонический, благодаря чему и ранняя стадия высокотемпературного процесса в породах к северу от этого контакта проявилась слабо. Преобладающее распространение на мас-

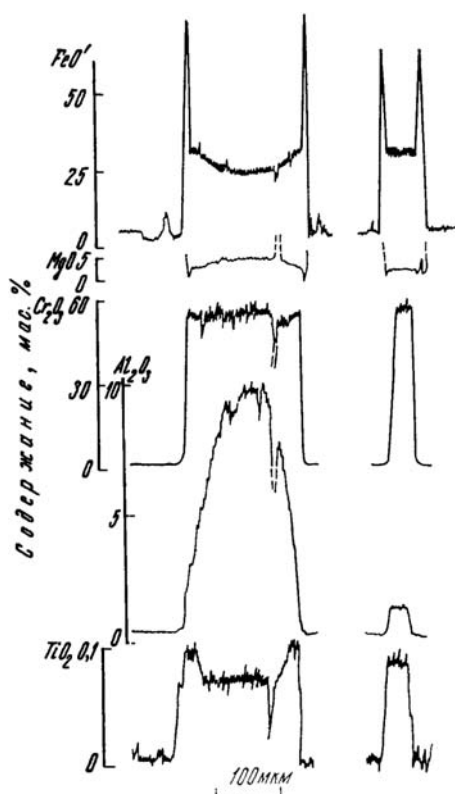


Рис. 88. Распределение компонентов по зерну хромшпинелида. Оливин-антигоритовая порода, обр. 1313.

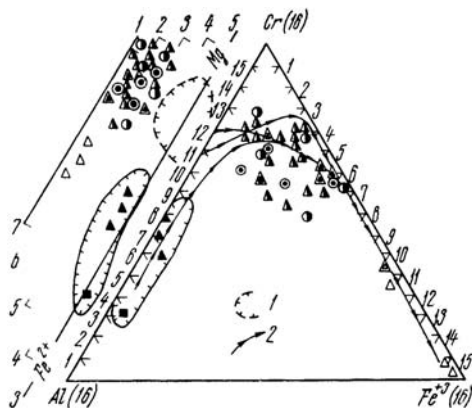
сиве имеют оливин-антигоритовые сланцы. Реже встречаются оливин-антигоритовые породы массивной текстуры. Изучение оливин-антигоритовых пород Войкаро-Сыньинского массива показывает, что войкаритовые сланцы развиты по массивным разновидностям. Акцессорный хромшпинелид последних на Войкаро-Сыньинском массиве, который можно считать классическим примером проявления «оливин-антигоритового» метаморфизма, представлен железистым шпинелидом с содержанием Al_2O_3 около 10 % и Cr_2O_3 около 50 % и по минеральному виду относится к железистому субферриалюмохромиру. Близкий состав устанавливается и для шпинелидов массивных оливин-антигоритовых пород Рай-Иза (см. табл. 8, ан. 15, 12; см. табл. 9, обр. 1313). По особенностям химизма они заметно отличаются от шпинелидов диоксид- или

тремолит-оливин-антигоритовых серпентинитов Западных Альп, для которых характерны безглиноземистые составы ряда хромит — магнетит (Evans, Frost, 1975). Наиболее вероятная причина таких различий — дополнительный метаморфизм хромшпинелидов при образовании по массивным войкаритам сланцев. Стрессовые напряжения, обуславливающие этот процесс, приводят к деформациям, дроблению зерен хромита. При этом происходит вынос из шпинелида глинозема и магния, которые фиксируются в хлорите или Al-содержащем антигорите. Различия в составе хромшпинелидов массивных и рассланцованных оливин-антигоритовых пород иллюстрируются сравнением обр. 1447 и 1446, отобранных в контакте друг с другом (см. табл. 8, ан. 14, 15). Первый из них характеризует войкаритовый сланец, второй — будину существенно оливинового состава в этом сланце.

Другое отличие от альпийских объектов, как и для оливин-гальковых пород, — наличие в массивных войкаритах Рай-Иза зональных зерен шпинелида (рис. 88, см. табл. 9, обр. 1313, 1461). Зональность хромшпинелида, по характеру аналогичная описанной, свидетельствует об относительной неравновесности параметров формирования оливин-антигоритовой (+железистый хромшпинелид) ассоциации. Любопытно, что хромшпинелид, равновесный с оливином и пластинчатым антигоритом, часто подвергается метаморфизму. Так, для обр. 1313 наблюдается развитие по прожилкам позднего антигорит-брусит-магнетитового агрегата, антигорит которого имеет мелкочешуйчатое строение. Тонкодисперсный магнетит из этого агрегата «обрастает» ранее сформированные

Рис. 89. Диаграмма состава акцессорных хромшпинелидов в продуктах метаморфизма гипербазитов массива Рай-Из.

1 — контуры состава акцессорных хромшпинелидов из альпийских гипербазитов, претерпевших только ретроградный метаморфизм; 2 — направление изменения состава хромшпинелидов при прогрессивном метаморфизме пород массива. Условные обозначения те же, что на рис. 84.



зерна хромшпинелида и образует вокруг них высокожелезистые каймы (см. рис. 88). Изменения хромшпинелида при этом сводятся к увеличению содержания титана на контакте с магнетитом. Таким образом, и в данном случае в составе рудных минералов отражается сложность и многоэтапность процессов прогрессивного метаморфизма.

Заканчивается прогрессивная стадия метаморфизма образованием во фронтальной эндоконтактовой зоне гипербазитов узкой полосы антигоритовых и брусит-антигоритовых серпентинитов. Поведение акцессорного хромшпинелида в этом процессе детально изучено ранее (Царицын, 1969).

Таким образом, для акцессорных хромшпинелидов массива Рай-Из характерно следующее. Шпинелиды наиболее ранних парагенезисов сохранились в виде реликтов в юго-восточной, юго-западной и северо-западной частях массива. Такие хромшпинелиды характеризуют стадию регрессивного метаморфизма гипербазитов и по составу близки к хромшпинелидам большинства альпийских массивов Урала.

Акцессорные хромшпинелиды парагенезисов, возникших в результате прогрессивного метаморфизма, по химическому составу значительно отличаются от обычных хромшпинелей дунит-гарцбургитовых серий. Микросондовое изучение показало, что реликты ранних «гарцбургитовых» составов в центральных частях зерен метаморфогенных акцессорных хромитов отсутствуют. Это свидетельствует о глубоких процессах перекристаллизации пород с возникновением вторичных минеральных равновесий. При перекристаллизации исчезают различия в составе акцессорного шпинелида в аподунитовых и апогарцбургитовых породах. Согласно имеющимся данным, максимальная степень равновесности во вновь образованных парагенезисах достигается в оливин-энстатитовых породах. Для оливин-амфибол-тальковых, оливин-антигоритовых пород характерно зональное строение рудного минерала. С точки зрения, принятой Эвансом и Фростом и основанной на термодинамическом анализе хромшпинелидсодержащих парагенезисов, можно заключить, что формирование зональности зерен минерала происходило на стадии остывания гипербазитов после достижения максимума параметров прогрессивного метаморфизма.

В целом же тренд изменения состава акцессорных хромшпинелидов массива характеризуется снижением их глиноземистости при переходе от оливин-антигоритовых пород к оливин-амфибол-тальковым и далее к оливин-энстатитовым (рис. 89). Такое изменение химизма минерала при прогрессивной смене фаций метаморфизма, противоречит диаграмме Эванса и Фроста, отражающей пропорциональность глиноземистости

шпинелидов температурному уровню прогрессивного метаморфизма (Evans, Frost, 1975). Подобные расхождения вызваны, вероятно, тем, что температура является не единственным, а возможно, и не главным фактором, определяющим состав акцессорных шпинелидов при прогрессивном метаморфизме гипербазитов. Не менее важно влияние флюидного режима метаморфизма. Наличие в центральной зоне динамотермального метаморфизма массива Рай-Из магнетитосодержащих пород (сагвандитов) – прямое свидетельство высокого парциального давления CO_2 . Пониженная в связи с этим кислотность флюида должна была привести к частичному разложению силикатных минералов и к обогащению метаморфитов магнетитом. Этому же способствует окислительная обстановка при формировании продуктов зонального метаморфизма, которая фиксируется по степени окисленности железа в шпинелидах, достигающей статистического максимума в оливин-энстатитовых породах. Непосредственным доказательством реальности перехода железа из силикатной формы в окисную служат высокие содержания магнетита и пониженная железистость силикатов в породах зоны древнего разлома.

Подводя итоги рассмотрения изменений акцессорного хромшпинелида в условиях многоэтапного метаморфизма гипербазитов массива Рай-Из, можно сформулировать общие закономерности, выходящие за рамки изученного объекта.

Парагенезис высоких температур и давлений, образовавшийся в верхней мантии Земли (оливин + Ca, Al, Cr-содержащий ортопироксен + хромшпинелид ?), в условиях земной коры океанического типа сменяется парагенезисом низких температур и давлений – оливин + обедненный Ca, Al, Cr ортопироксен + диопсид + тремолит + хромшпинели.

Более низкотемпературные процессы, совпадающие по времени с формированием континентальной земной коры и последующим выведением ультраосновных массивов в ее верхние горизонты, приводят к перекристаллизации пород во всей их массе, к перераспределению вещества между минеральными фазами. При этом радикально изменяется состав акцессорного хромшпинелида, который может служить чутким индикатором метаморфических изменений гипербазитов.

ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Общая характеристика

Поисковыми работами на массиве Рай-Из выявлено два месторождения и более 230 проявлений и знаков проявления хромитовых руд (Перевозчиков, 1981, 1982; Макеев и др., 1985). Хромитовое оруденение известно на всей площади массива, но основная его масса сконцентрирована в юго-западной части, где образует два рудных поля – Южное и Западное.

Южное рудное поле расположено в тектоническом блоке Б-II в виде изогнутой полосы протяженностью 10 км и шириной до 4 км. С юга и запада оно ограничено крупными тектоническими разрывами: зоной надвига габброидов и Конгорским. Северная и восточная границы проведены условно по сокращению дунитов в зоне ГШПД.

Южное рудное поле детально изучено, большая его часть охвачена

детальными поисками, а на ряде участков (месторождение Центральное, проявления Енгайское и Рыбий Хвост) проведены поисково-оценочные работы. Основная особенность геологического строения – наличие крупного Центрального дунитового тела и высокая (10 % и более) насыщенность зоны ГШПД дунитами с постепенным сокращением их содержания в сторону северной и восточной границ рудного поля. Гипербазиты в значительной мере изменены процессами прогрессивного метаморфизма второго и в меньшей мере первого этапов. Для рудного поля характерно интенсивное проявление разрывной тектоники.

В пределах Южного рудного поля сосредоточена основная часть выявленного на массиве Рай-Из хромитового оруденения. В настоящее время здесь известно крупное месторождение Центральное, 13 проявлений и большое количество знаков проявлений хромитовых руд.

Под Западным рудным полем понимается юго-западная часть массива Рай-Из в пределах тектонического блока Б-1, ограниченного с запада и юга контактом массива, с востока и севера – Конгорским и Осевыми разрывами. Длина поля 8,5–9,0, ширина 3,5–4,0 км.

В геологическом строении Западного рудного поля выделяются два блока: северный и южный, разграниченные крупным тектоническим нарушением северо-восточного простирания – Юго-Западным разрывом, примыкающим к Конгорскому на широте устья ручья Визув-Шор.

В северном блоке рудного поля развита зона ГШПД, представленная ассоциацией параллельно чередующихся полос гарцбургитов и дунитов северо-восточного простирания. Содержание дунитов в ассоциации не превышает 10 %, за исключением центральной и южной частей блока, где оно составляет 10–30 % и более. Для большей части площади блока характерно широкое проявление прогрессивного метаморфизма первого и второго этапов, выразившегося в образовании энстатит-форстеритовых и тальк-тремолит-оливиновых пород.

Строение южного блока определяется наличием крупного дунитового тела (Южное) площадью более 3 км². С северо-запада дунитовое тело срезано тектоническим разрывом, с юга граничит с подзоной ГШПД с высоким содержанием дунитов (до 30 % и выше). В непосредственной близости с Южным рудным телом в зоне ГШПД залегают два тела дунитов шириной 30–70 м и длиной до 150–450 м. Вблизи контакта массива породы южного блока разбиты тектоническими нарушениями на ряд мелких блоков.

Отличительная особенность южного блока – отсутствие процессов поздней стадии метаморфизма, что находит отчетливое выражение на карте изодинам. Над северным блоком магнитное поле сложнодифференцированное, знакопеременное, в пределах южного блока поле отрицательное недифференцированное. В Западном рудном поле выявлено одно месторождение, восемь проявлений и большое количество знаков проявления.

Южное и Западное рудные поля включают все площади, перспективные для локализации промышленного хромитового оруденения. На остальной территории массива масштабность оруденения уменьшается, проявления и знаки проявления не образуют значительных концентраций. Для описания хромитового оруденения площадь массива за пределами рудных полей разделена на восточную и северную части массива. Восточная часть массива включает площадь к востоку от Южного рудного поля, к северной части отнесена территория к северу от рудных полей и восточной части массива.

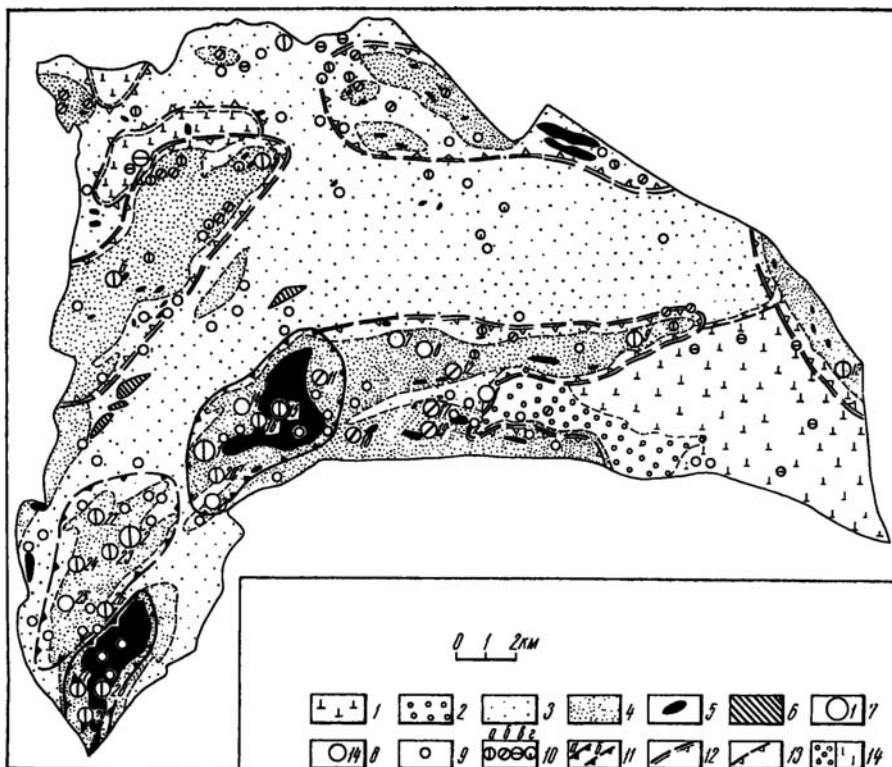


Рис. 90. Схема хромитоносности массива Рай-Из.

1—5 — породы дунит-гарцбургитового комплекса: 1 — зона гарцбургитов (Г); 2 — зона гарцбургитов с сетчатым жильным комплексом дунитов (ГСЖД); 3, 4 — зона гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов (ГШПД) до 10 (3) и свыше 10 % (4); 5 — дунитовые тела; 6 — гранатовые амфиболиты; 7 — месторождения хромитовых руд и их номера (1 — Центральное, 2 — Западное); 8 — проявления хромитовых руд и их номера (3 — Ближнее, 4 — Верхнесобское I, 5 — Верхнесобское II, 6 — Лек-Вож, 7 — Верхнеенгайское, 8 — Енгайское IV, 9 — Каньонное, 10 — Восточное, 11 — Рыбий Хвост, 12 — Хребтовое, 13 — проявление 1271, 14 — Центральное II, 15 — Полойшорское II, 16 — Полойшорское I, 17 — Енгайское III, 18 — Енгайское, 19 — Енгайское II, 20 — Склоновое, 21 — проявление 1135, 22 — проявление 257, 23 — проявление 272, 24 — проявление 214, 25 — проявление 229, 26 — проявление 237, 27 — Юго-Западное II, 28 — Юго-Западное III, 29 — Юго-Западное I); 9 — знаки проявления хромитовых руд; 10 — состав хромшпинелида в хромитовых рудах: а — высокохромистый, б — среднехромистый, в — низкохромистый высокоглиноземистый, г — высокожелезистый в метаморфизованных рудах; 11—14 — степень перспективности пород дунит-гарцбургитового комплекса на локализацию промышленного хромитового оруденения: 11 — крупные дунитовые тела, окруженные подзоной ГШПД (свыше 10 %), весьма перспективные на локализацию средних и крупных месторождений руд с высокохромистым хромшпинелидом: а — с выходящими на поверхность крупными дунитовыми телами, б — с крупными дунитовыми телами, залегающими предположительно неглубокого от поверхности; 12 — подзона ГШПД (свыше 10 %), перспективная на локализацию мелких и средних месторождений руд со средне-высокохромистым хромшпинелидом, 13 — подзона ГШПД (до 10 %), малоперспективная на локализацию хромитового оруденения, 14 — зоны Г и ГСЖД с весьма низкими перспективами на локализацию хромитового оруденения.

Хромитовое оруденение массива Рай-Из разнообразно по масштабности, морфологии рудных тел, структурно-текстурным особенностям и густоте вкрапленности хромитовых руд, составу хромшпинелидов (рис. 90). Изменчивость оруденения зависит от его положения в зональном геологическом разрезе гипербазитов. От зоны КДТ к зоне Г выделяются четыре группы хромитового оруденения:

I группа — в центральных частях КДТ;

II группа — в обрамлении КДТ в подзоне ГШПД (свыше 10 %), делится на две подгруппы: II-1 — в ближайшем обрамлении КДТ, II-2 — в дальнем обрамлении КДТ;

III группа – в подзоне ГШПД (до 10 %), делится на две подгруппы: III-1 – в средних и мелких телах дунитов, III-2 – в ассоциации ГШПД;

IV группа – в зонах ГСЖД и Г, делится на две подгруппы: IV-1 – в мелких дунитовых телах в зоне ГСЖД, IV-2 – в гарцбургитах зон ГСЖД и Г.

Хромитовое оруденение I группы, развитое в центральных частях КДТ, представлено проявлениями Полойшорское II, Юго-Западное III.

Проявление Полойшорское II залегает во внутренней части Центрального дунитового тела. В его строении выделяют две зоны: 400 и 402, залегающие в гигантозернистых дунитах с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов и включающие крутопадающие штокверковые тела с нерезкими границами и невыдержанными параметрами по простиранию и падению. Мощность рудных тел по зоне 400 составляет 5 м, а по зоне 402 – от 12,2 до 34,7 м. Протяженность зон достигает 400 м, на глубину оруденение прослежено до 300 м. Рудные тела сложены убого-, редковкрапленными рудами со шлировыми, шлирово-полосчатыми текстурами. Содержание окиси хрома в рудах меняется от 5 до 26 % (рис. 91). Рудообразующие хромшпинелиды характеризуются высокохромистым составом (55–57 % Cr_2O_3) и повышенной железистостью (до 2,2 катионов Fe^{3+}), которая вызвана наложенными процессами прогрессивного метаморфизма.

Вещающие проявление дуниты слабо серпентинизированы, имеют плотность 3,0 г/см³ и выше, поэтому могут служить сырьем для производства качественных огнеупоров.

Проявление Юго-Западное III расположено во внутренней части Южного дунитового тела и объединяет четыре зоны убого-, и редковкрапленного оруденения на площади 0,5×2,0 км². Рудные зоны имеют северо-восточное простирание, северо-западное падение под углом 40–60°. Мощность зон от 3 до 10 м, протяженность до 100–300 м. Рудные зоны представляют собой серию сближенных линзообразных и неправильной формы рудных тел мощностью от 0,2–0,3 до 0,7–1,0 м, протяженностью до 50–100 м. Руды убого-, редковкрапленные, полосчатые, струйчато-полосчатые.

По геологическому положению и строению проявление Юго-Западное III сходно с проявлением Полойшорское II.

Характерные черты хромитового оруденения I группы – штоко-, линзообразная и неправильная форма рудных тел, нерезкие границы их, преобладание убого-, редковкрапленных хромитовых руд, шлирово-полосчатые, струйчато-полосчатые текстуры руд, высокохромистый состав рудного шпинелида. Хромитовые руды легко обогащаются, имеют значительные запасы.

Хромитовое оруденение II группы наиболее масштабное и разделяется на две подгруппы. Первую подгруппу второй группы образует хромитовое оруденение, залегающее в ассоциации ГШПД (10–30 %

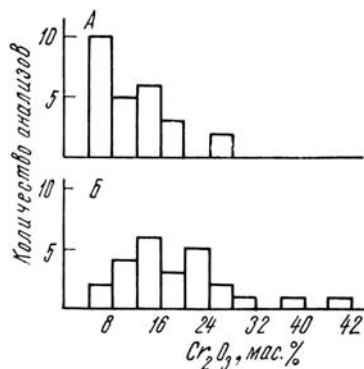


Рис. 91. Содержание окиси хрома в рудах I группы хромитового оруденения.

Проявления: А – Полойшорское II, Б – Юго-Западное III.

и выше) в ближайшем окружении КДТ (Центральное, Южное и другие, не вскрытые эрозией), а также частично охватывающие краевые части КДТ (месторождение Центральное). К этой подгруппе относятся месторождения Центральное, проявления Центральное II, Полойшорское I, Юго-Западное I, II, Лек-Вож и др.

Месторождение Центральное расположено в южной части массива Рай-Из на левобережье р. Макар-Рузь. Северо-восточная часть месторождения выходит на поверхность выровненного плато с абсолютными отметками 700–720 м, юго-западная часть обнажается на крутом (20–40°) склоне долины р. Макар-Рузь. Месторождение залегает в теле дунитов размером 450×550 м и примыкающей к нему с юга подзоне ГШПД (свыше 10 %). В непосредственном обрамлении дунитового тела содержание дунитов в зоне ГШПД 30–50 % и выше, на удалении сокращается до 10–30 %, участками – до 10 % и менее (см. рис. 9, 10). Дунитовое тело, заключающее месторождение, с севера срезано Полойшорским разрывом и отделяется им от дунитового тела Центральное, частью которого оно являлось.

Месторождение представляет собой сложно построенную хромитосную зону протяженностью до 1700 м, шириной 400–450 м, вытянутую в северо-восточном направлении согласно с полосчатостью гарцбургитов и вытянутостью дунитовых обособлений среди гарцбургитов. Дунитовые и рудные тела имеют крутое северо-западное падение, в то время как полосчатость круто падает в противоположную сторону, на юго-восток.

Тектоническими разрывами субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений месторождение разбито на ряд блоков, смещенных относительно друг друга до десятков метров. В строении месторождения можно выделить два блока: северный, в пределах крупного дунитового тела, и южный, в зоне ГШПД. Граница между ними проходит по тектоническому нарушению, при этом северный блок относительно приподнят по сравнению с южным.

Северный блок месторождения залегает в дунитовом теле площадью 0,25 км². Северо-западный и юго-восточный контакты дунитового тела круто падают в разные стороны, в результате чего с глубиной дунитовое тело расширяется и на горизонте 360 м площадь его превышает 0,35 км². Подошва дунитового тела круто (под углом 40–60°) погружается в северо-восточном направлении.

Дуниты имеют массивную текстуру, крупно-гигантозернистую структуру и состоят из серпентинизированного высокомагнезиального оливина ($Fa_{8,0-8,5}$) и хромшпинелида (1–3 %, в центральных частях тела – до 5–10 %). Степень серпентинизации и величина зерен оливина уменьшаются с глубиной с появлением несерпентинизированных разностей в 100–150 м от поверхности.

В северном блоке месторождения выявлено 51 тело хромитовых руд (из них 27 «слепых» тел), которые образуют две сложнопостроенные подзоны: восточную и западную, отделенные друг от друга полосой дунитов шириной от 250 м на юге до 50 м на северо-востоке.

Восточная подзона протягивается на 600 м, мощность ее возрастает в северо-восточном направлении от 10–30 до 120 м. Подзона сложена кулисообразно перекрывающимися друг друга рудными телами уплощенной линзовидной, реже пластообразной формы, имеющими крутое (75–85°) северо-западное падение и склонение в северо-восточном направлении под углом 40–60° (см. рис. 8, 9). Протяженность тел по

простирацию и падению – первые сотни метров при мощности от 0,5 до 30,5 м (в среднем 4,5 м).

Наиболее выдержанное по простирацию, мощности и составу руд пластообразное тело залегает в крайней восточной части подзоны и условно получило название «базального». Протяженность его 600 м, мощность – от 0,7 до 10,3 м, в среднем 4,8 м. Контакты тела преимущественно резкие, преобладают средне-густовкрапленные руды.

Залегające выше «базального» тела рудные тела имеют линзовидную форму, невыдержанную мощность и сложное внутреннее строение. Контакты их довольно резкие. Внутреннее строение тел сложное, характеризуется невыдержанностью структурно-текстурного рисунка, обусловленной неравномерностью густоты вкрапленности хромшпинелидов, различной крупностью их зерен или агрегатов зерен и степенью их идиоморфизма.

Западная подзона северного блока включает 27 рудных тел. Мощность подзоны возрастает в северо-восточном направлении от 120–150 до 170–200 м. Рудные тела имеют линзовидную форму, характеризуются нечеткими контурами и сопровождаются мощными ореолами повышенной вкрапленности хромшпинелидов во вмещающих дунитах. Мощность рудных тел меняется от 0,2 до 11,5 м, в среднем 1,9 м; протяженность тел 30–350 м, в среднем 115 м.

Южный блок месторождения опущен по отношению к северному и занимает площадь 0,55 км² (0,5×1,1 км). В геологическом строении его участвуют линзовидные тела дунитов и гарцбургиты со шпирово-полосчатыми выделениями дунитов. Дунитовые тела развиты в основном на западном и юго-западном флангах месторождения, где эрозией вскрыты более глубокие горизонты. Мощность дунитовых тел 20–150 м, протяженность 100–500 м. Среди гарцбургитов со шпирово-полосчатыми выделениями дунитов встречаются участки с 10–30, 30–50 и свыше 50 % дунитовой составляющей. С глубиной количество дунитов по всем разрезам скважин возрастает, как и размеры дунитовых тел. Степень серпентинизации гипербазитов, как и в северном блоке месторождения, уменьшается с глубиной.

В южном блоке выявлено 28 рудных тел. Форма их уплощенная, линзовидная, реже пластообразная; мощность варьирует от 0,4 до 17,9 м, в среднем 2,8 м. Длина тел изменяется от 40 до 500 м, протяженность по падению в среднем составляет 170 м. Простираение северо-восточное, падение крутое северо-западное. Расстояние между телами изменяется от 3–5 до 200–250 м, в среднем 55 м. Для рудного тела 9 доказано крутое склонение в северо-восточном направлении (см. рис. 9, 10).

По составу хромитовые руды месторождения Центральное характеризуются широким диапазоном и представлены всеми типами от убоговкрапленных до сплошных (рис. 92, 93). По содержанию Cr₂O₃ в хромитовых рудах выделяются два экстремума, отвечающие убоговкрапленным и средне-густовкрапленным рудам. Убоговкрапленные руды преимущественно развиты в западной подзоне северного блока, а средне-густовкрапленные – в восточной подзоне северного блока и в южном блоке. Среднее содержание окиси хрома по месторождению Центральное 30,9 %.

Рудообразующие хромшпинелиды месторождения относятся к высокохромистому типу с модалным составом 59–69 % Cr₂O₃ (рис. 94) и весьма изменчивы по составу в зависимости от геологического поло-

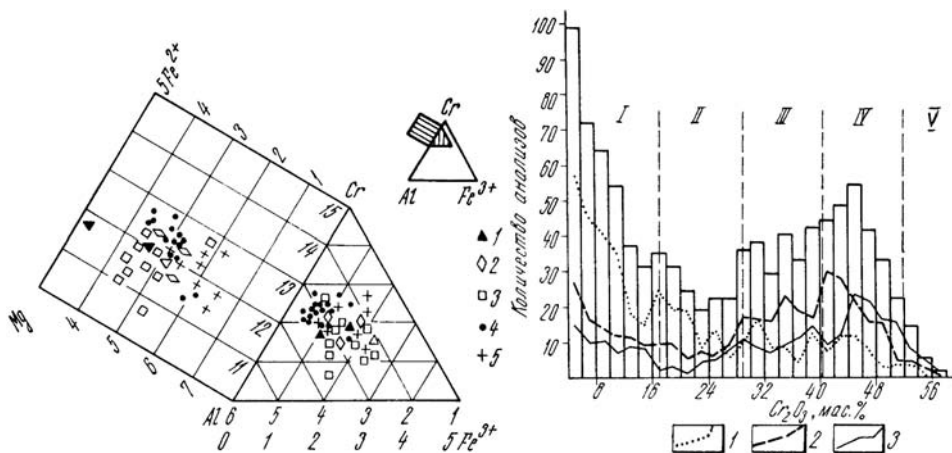


Рис. 92. Диаграмма состава рудообразующих хромшпинелидов в I и II группах хромитового оруденения.

1 — I группа (проявление Полойшорское II); 2, 3 — первая подгруппа II группы: 2 — проявление Центральное II, 3 — проявление Лек-Вож; 4, 5 — вторая подгруппа II группы: 4 — месторождение Западное, 5 — проявление 214.

Рис. 93. Гистограмма содержаний окиси хрома в хромитовых рудах месторождения Центральное (990 определений).

1, 2 — северная часть месторождения: 1 — западная подзона, 2 — восточная подзона; 3 — южная часть месторождения. I—V — руды: I — убоговкрапленные, II — редковкрапленные, III — средне-вкрапленные, IV — густовкрапленные, V — сплошные.

жения. В восточной подзоне северного блока преобладают средне-густовкрапленные руды с содержанием Cr_2O_3 от 30 до 50 %, незначительно развиты убоговкрапленные и в небольшом количестве встречаются редковкрапленные и сплошные.

Руды имеют массивную, шпирово-полосчатую текстуру по величине зернистости изменяются от мелко-среднезернистых до крупнозернистых. Рудообразующие хромшпинелиды восточной подзоны высококачественные, содержание Cr_2O_3 в них варьирует от 55 до 63 %, в среднем 59 %. Отношение окиси хрома к сумме железа большей частью превышает 3 (рис. 95). По составу хромшпинелиды отвечают магнизиальному хромиту, реже субферрихромиту.

Руды западной подзоны характеризуются полосчатой, струйчато-полосчатой и шпирово-струйчатой текстурами и тонко-мелкозернистыми

структурами. Здесь широко распространены убого- и редковкрапленные руды с содержанием Cr_2O_3 от 6 до 22 %, незначительно развиты средне- и густовкрапленные руды, еще меньше — сплошные. Рудообразующие хромшпинелиды по сравнению с восточной подзоной менее хромистые (среднее содержание окиси хрома 56 %) и более железистые, отноше-

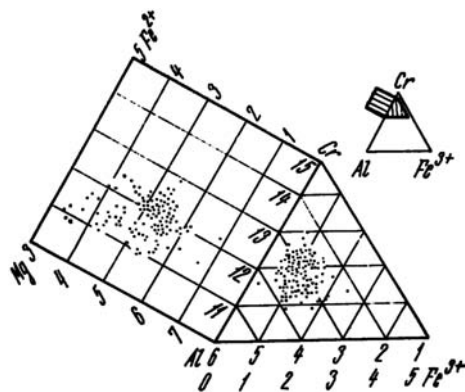


Рис. 94. Диаграмма состава рудообразующих хромшпинелидов месторождения Центральное.

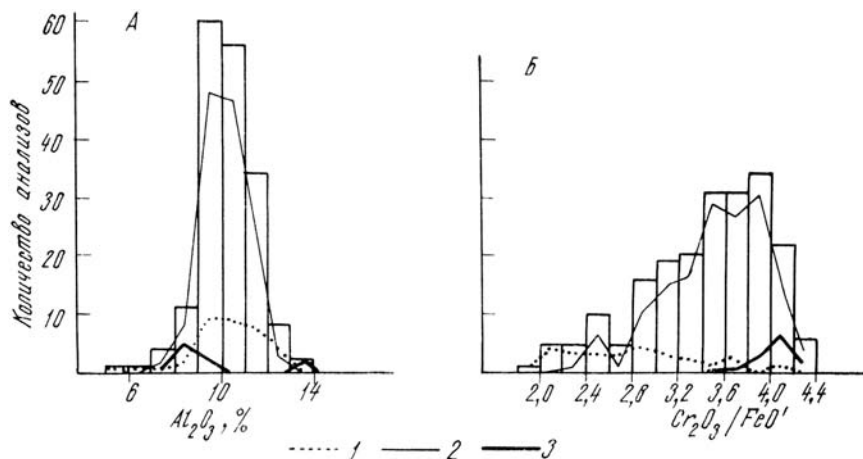


Рис. 95. Гистограммы содержаний Al_2O_3 (А) и отношений $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}'$ (Б) в рудных хромшпинелидах месторождения Центральное.

1, 2 — северная часть месторождения: 1 — западная подзона, 2 — восточная подзона; 3 — южная часть месторождения.

ние окиси хрома к сумме железа в них в большинстве случаев менее 3. Хромшпинелиды по составу отвечают магнизальному и железистому субферрихромиту. Снижение хромистости рудообразующих хромшпинелидов и повышение их железистости в западной подзоне вызвано более широким распространением убоговкрапленных руд и более высокой степенью их метаморфизма по сравнению со средне-густовкрапленными рудами.

Хромитовые руды южного блока месторождения по составу сходны с рудами восточной подзоны северного блока. По распределению окиси хрома в рудах выделяются четыре экстремума (рис. 96). Преобладают богатые густовкрапленные и сплошные руды. Три других менее интенсивных максимума отвечают средне-густовкрапленным, редко-средне-вкрапленным и убоговкрапленным рудам. Наиболее качественные хромитовые руды, со средним содержанием 42,78 % Cr_2O_3 , сконцентрированы в рудном теле 9. Состав рудообразующих хромшпинелидов высокохромистый, наиболее магнизальный, с высокой степенью окисления железа (см. рис. 8).

В северном блоке месторождения, вблизи Полойшорского разрыва, где интенсивно проявлены процессы прожилковой серпентинизации дунитов, наблюдается вкрапленность сульфидов, наиболее интенсивная в области лежащего бока дунитового тела.

По содержанию окиси хрома сырые хромитовые руды месторождения непригодны для использования в металлургии без предварительного обогащения. Технологическими испытаниями доказана возможность получения товарных концентратов даже из бедных руд западной подзоны северного блока. Начиная с содержаний окиси хрома в руде 18 % и выше возможно получение концентрата с содержанием окиси хрома более 50 %.

Проявления Центральное II и Полойшорское I по геологической позиции сходны с месторождением Центральное. Они залегают к северу от Полойшорского разрыва в зоне ГШПД с высоким содержанием дунитовых обособлений (до 30–50 %), обрамляющей с юго-запада

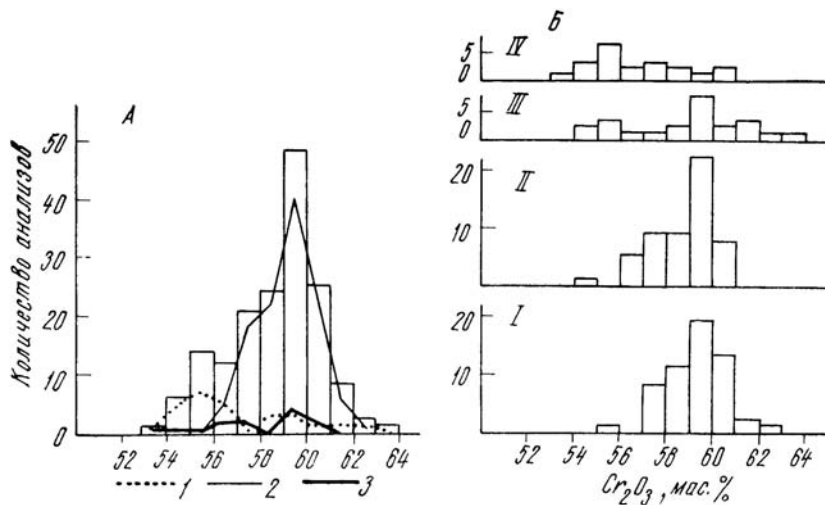


Рис. 96. Гистограммы содержаний окиси хрома в рудных хромшпинелидах месторождения Центральное.

A — сводная гистограмма: 1, 2 — северная часть месторождения (1 — западная подзона, 2 — восточная подзона); 3 — южная часть месторождения; *B* — по типам руд: I — сплошные и густовкрапленные, II — средневкрапленные, III — редковкрапленные, IV — убоговкрапленные.

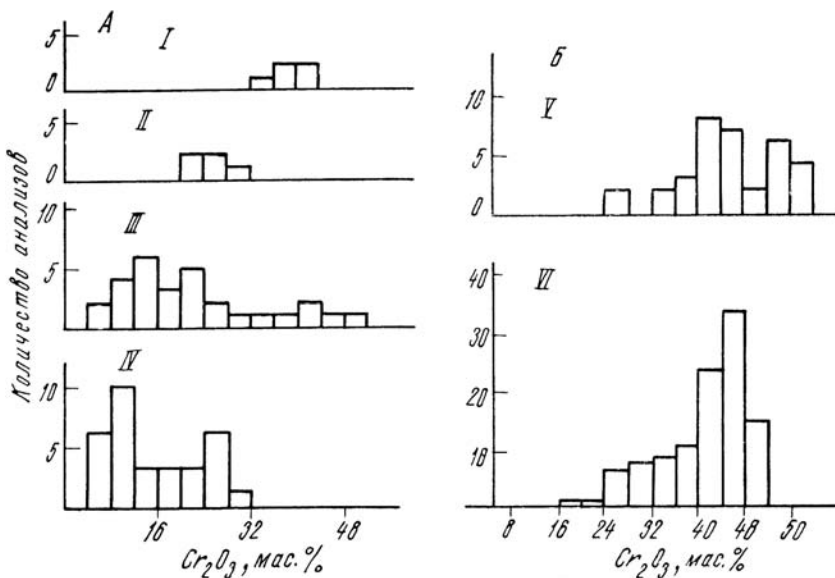


Рис. 97. Содержание окиси хрома в рудах первой (*A*) и второй (*B*) подгрупп II группы хромитового оруденения.

Проявления: I — Центральное, II — Полойщорское I, III — Юго-Западное I и II, IV — Лек-Вож, V — проявление 214, VI — месторождение Западное.

Центральное дунитовое тело. Учитывая общий характер смещения северного тектонического блока вдоль Полойшорского разрыва, можно предположить, что проявления Центральное II и Полойшорское I были ранее частью месторождения Центральное или продолжением его хромитоносной зоны и в дальнейшем перемещены вдоль разрыва на северо-запад и опущены.

Проявление Центральное II более крупное и представлено семью рудными телами, имеющими форму уплощенных линз северо-восточного простирания и крутого северо-западного падения. Тела имеют мощность от 0,85 до 9,8 м и протяженность до 100 м. Руды главным образом средне-густовкрапленные с содержанием 35–42 % Cr_2O_3 реже убого-среднередковкрапленные (см. рис. 9, 10).

Проявление Полойшорское I состоит из двух пластообразных тел, имеющих выдержанную мощность (1,6 и 1,8 м), протяженность соответственно 80 и 130 м. Падение тел северо-западное под углом 65–75°. Руды редко-среднекрапленные со средним содержанием окиси хрома 28,15 и 24,45 %. Состав рудообразующего хромшпинелида по высокой хромистости, магнезиальности и повышенной окисленности железа аналогичен рудам западной подзоны северного блока месторождения Центральное.

Из приведенного описания месторождения Центральное, проявлений Центральное II и Полойшорское I видно, что характерными чертами хромитового оруденения юго-западного обрамления Центрального дунитового тела являются:

- 1) линзо-, штокообразная, реже пластообразная форма рудных тел;
- 2) наличие склонения рудных и дунитовых тел в северо-восточном направлении;
- 3) широкое разнообразие руд по густоте вкрапленности хромшпинелидов с образованием двух экстремумов, соответствующих убого-редковкрапленному и средне-густовкрапленному типам;
- 4) руды из зоны ГШПД, обрамляющей Центральное дунитовое тело, более высокого качества по сравнению с рудами, залегающими среди крупных дунитовых тел; более того, в крупном дунитовом теле руды, залегающие вблизи контакта дунитового тела, более густовкрапленные, чем руды внутренней части тела (восточная и западная подзоны северного блока месторождения Центральное);
- 5) высокохромистый состав рудообразующего хромшпинелида;
- 6) степень метаморфизма хромитовых руд, зависящая от густоты вкрапленности хромшпинелидов; более интенсивно метаморфизм проявился в убого-, редковкрапленных рудах и выразился в повышении железистости хромшпинелидов (проявление Полойшорское I, западная подзона северного блока месторождения Центральное).

Проявление Юго-Западное I находится в теле дунитов небольшого размера (30×150 м), расположенном к югу от Южного дунитового тела в зоне ГШПД с высоким содержанием дунитов (до 30 % и более). С юга и севера дунитовое тело срезано тектоническими нарушениями. Вдоль дунитового тела залегает вытянутое в субмеридиональном направлении с крутым западным падением линзообразное (?) рудное тело мощностью на поверхности 3–4 м, на глубине 180 м – до 6,7 м. Протяженность тела свыше 100 м. Контакты рудного тела резкие. Руды густовкрапленные и сплошные среднезернистого строения. Содержание окиси хрома в руде от 39,02 до 46,23 %, отношение окиси хрома к сумме железа более 2,6 (рис. 97).

Проявление Юго-Западное II залегает в дунитовом теле размером 70×450 м, вытянутом в субмеридиональном направлении и залегающем вблизи юго-западной границы Южного дунитового тела. Оруденение представлено зоной длиной 400–450 м и шириной до 50 м, имеет субмеридиональное простирание и падение на запад под углом 30–50°. Форма рудных тел линзообразная, контакты как резкие, так и постепенные. Руды убого-, редковкрапленные, реже средне-густовкрапленные, тонкозернистого строения, полосчатой текстуры. Содержание окиси хрома в рудах от 7 до 48 %.

По геологическому положению, структурно-морфологическим особенностям проявления Юго-Западное I и II сходны с месторождением Центральное, проявлениями Центральное II и Полойшорское I. Однако сложная блоковая тектоника, близость к зоне тектонического и юго-западного контакта массива снижают перспективность хромитового оруденения обрамления Южного дунитового тела.

Проявление Лек-Вож расположено в северной части массива, в западной части горы Лек-Вож. Вмещающие проявление гипербазиты представлены ассоциацией ГШПД (10–30 % и выше) и телами дунитов размером до первых сотен метров. Предполагается, что на глубине под проявлением находится не вскрытое эрозией КДТ.

Проявление Лек-Вож включает 24 развала хромитовых руд и семь рудных тел, расположенных на площади 2,5 км². Тела хромитов имеют форму удлинённых линз с максимальной мощностью до 14,1 м. Особенность проявления – неоднородность ориентировки рудных тел (наряду с преобладающим северо-восточным простиранием их имеется северо-западное удлинение), падение рудных тел пологое – до 30–35°.

Руды проявления убого-, редко-, средневкрапленные, с содержанием окиси хрома не более 28,8 %, имеют мелкозернистое строение, полосчатую текстуру, метаморфизованы, рассланцованы, в цементе содержат хромит. Рудообразующий хромшпинелид довольно высокохромистый (в среднем 56 % Cr₂O₃) обладает повышенной железистостью (Cr₂O₃/FeO_{общ} в среднем 2,7) и отвечает по составу субферрихромиту.

Для руд проявления Лек-Вож проведены технологические испытания обогатимости, в результате которых получены концентраты с содержанием окиси хрома 54,14 и 51,63 % при извлечении 79,7 %. Оценивая перспективы проявления, следует иметь в виду, что тела, расположенные на более высоких гипсометрических уровнях с отметками 900–1000 м, характеризуются меньшими параметрами по сравнению с телом, находящимся ниже – на отметке 700 м. Отсюда можно предположить, что оруденение с глубиной не ослабевает, при этом качество руд может улучшаться.

Рассматривая хромитовое оруденение первой подгруппы второй группы, можно выделить его следующие особенности: линзо-, штоко-, реже пластообразная форма рудных тел, резкие и постепенные границы их, широкое разнообразие руд по густоте вкрапленности с образованием двух экстремумов, соответствующих убого-редковкрапленному и густовкрапленному типам, высокохромистый состав рудного хромшпинелида. По наличию склонения рудных и рудовмещающих дунитовых тел можно предположить, что для локализации промышленного хромитового оруденения наиболее продуктивны апикальные части КДТ. Масштабность хромитового оруденения этой подгруппы высокая.

Оруденение второй подгруппы второй группы залегает в ассоциации ГШПД (10–30 %), дальше от КДТ по сравнению с первой подгруппой.

Представители этой подгруппы – месторождения Западное, проявление 214 и др. Месторождение Западное расположено в зоне ГШПД с содержанием дунитов 10–30 % в полосе воздействия прогрессивного метаморфизма второго этапа. Месторождение состоит из серии уплощенных линз и пластообразных тел северо-восточного простирания, круто падающих на северо-запад, участками имеющих субвертикальное и юго-восточное падение. Общая протяженность рудной зоны 780 м, мощность – до 40–60 м. Для рудных тел месторождения Западное доказано северо-восточное склонение под углом 20–30°.

Субширотным тектоническим нарушением месторождение разбито на два смещенных относительно друг друга блока. Амплитуда смещения около 180 м. Северо-западный блок залегает в уплощенном теле дунитов мощностью до 100 м, окруженном ассоциацией гарцбургитов со шпирово-полосчатыми выделениями дунитов (свыше 30 %). Рудные тела юго-восточного блока окружены дунитовой оторочкой мощностью от долей метра до 7–10 м, отделяющей их от гарцбургитов со шпирово-полосчатыми выделениями дунитов.

В северо-западном блоке месторождения установлено четыре рудных тела протяженностью 80–300 м и средней мощностью от 0,6 до 3,2 м. В строении юго-восточного блока участвуют шесть рудных тел, образующих две подзоны: северо-западную и юго-восточную. Рудные тела северо-западной подзоны имеют пластообразную форму длиной 450–470 м при средней мощности 0,6–1,6 м. Для юго-восточной подзоны характерны тела линзовидной формы протяженностью 80–115 м и средней мощностью от 0,9 до 3,7 м.

Контакты рудных тел резкие, часто тектонически подорванные. Руды средне-густовкрапленные, до сплошных, содержание окиси хрома в руде от 22 до 52 %, в среднем 43 % (см. рис. 97). Рудные хромшпинелиды отличаются высоким качеством, содержание окиси хрома в среднем 60 %, отношение окиси хрома к сумме железа превышает 3. Являясь магнезиальным хромитом, хромшпинелиды месторождения близки по составу к рудообразующим хромшпинелидам Южнокемпирсайской группы месторождений.

Проявление 214 расположено в 1,5 км к юго-западу от месторождения Западное и залегает в сходной с ним геологической обстановке. Проявление представляет собой рудную зону, состоящую из трех тел северо-восточного простирания с крутым северо-западным падением. Общая протяженность месторождения достигает 410 м. Форма рудных тел – уплощенные линзы, протяженность 120, 70 и 160 м, мощность достигает 8,7 м, в среднем 3,4 м. Контакты тел резкие, руды густовкрапленные и сплошные, содержание окиси хрома 38–58 %.

Рудообразующий хромшпинелид высокохромистый (содержание Cr_2O_3 в среднем 60 %), более магнезиальный по сравнению с хромшпинелидом месторождения Западное и характеризуется большей степенью окисленности железа (см. рис. 92), по составу отвечает магно- или магнезиальному субферрихромиту.

По результатам технологических испытаний руды проявления хорошо обогащаются с высоким извлечением полезного компонента и качественным составом концентрата. Из руды с содержанием окиси хрома 36,25 % получен концентрат с 52,51 % Cr_2O_3 .

Общими особенностями хромитового оруденения месторождения Западное и проявления 214 являются наличие дунитовой оторочки вокруг рудных тел, пластообразная, уплощенно-линзовидная форма и

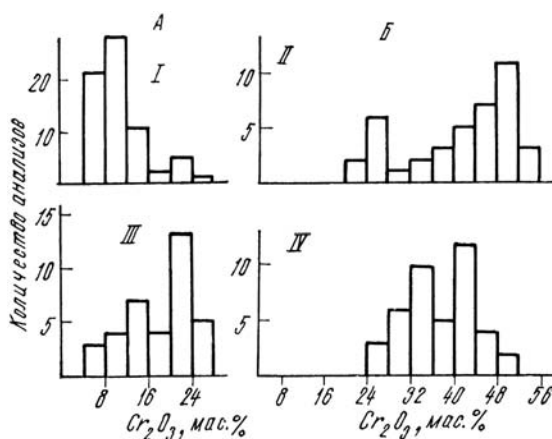


Рис. 98. Содержание окиси хрома в рудах первой (А) и второй (Б) подгрупп III группы хромитового оруденения. Проявления: I — Енгайское, II — Енгайское III и IV, III, IV — северной части массива.

резкие контакты их, высокое качество руд с преобладанием густовкрапленных и сплошных хромитовых руд, высокохромистый состав рудообразующих хромшпинелидов. Масштабность оруденения, как и в первой подгруппе, высокая.

Третья группа хромитового оруденения развита в подзоне ГШПД (до 10 %), делится на две подгруппы. Первая подгруппа приурочена к внутренним частям средних и мелких тел дунитов среди ассоциации ГШПД. К ней относятся проявления Енгайское, Енгайское II, Верхнесобское II и др. Проявление Енгайское расположено в 1 км к востоку от Центрального дунитового тела и приурочено к телу дунитов протяженностью 1200 м и мощностью 100–220 м. Дунитовое тело залегает в подзоне ГШПД (свыше 10 %). На проявление Енгайское наложились метаморфические изменения, связанные с прогрессивным метаморфизмом второго этапа. Хромитовое оруденение сосредоточено в северной части дунитового тела в виде зоны, вытянутой согласно удлинению тела и представленной повышенной вкрапленностью хромшпинелидов в дунитах и мелкими линзовидными рудными телами. Мощность зоны от 40 до 80 м, она прослежена на 500 м по простиранию. Простирание зоны субширотное, падение крутое южное (80–85°) до вертикального.

Руды убого-редковкрапленные, тонко-мелкозернистые, шпирово-полосчатые. Среднее содержание окиси хрома в рудах 7,65 % (рис. 98). Проведены технологические испытания обогатимости руд проявления, которыми установлена принципиальная возможность их обогащения, но полученный концентрат с содержанием окиси хрома 40,1 % непригоден для использования в металлургической и химической промышленности. Близким аналогом проявления Енгайское по геологическому положению и типу оруденения является расположенное восточнее от него в долине р. Енга-Ю проявление Енгайское II.

Проявление Верхнесобское II находится в северной части массива на правобережье р. Собь. Оно приурочено к дунитовым телам пластобразной формы длиной до 200–300 м, шириной первые десятки метров. Хромитовое оруденение в дунитовых телах представлено зонами убого-редковкрапленных руд, имеющих мелкозернистое строение и полосчатую, струйчато-полосчатую текстуру. Мощность отдельных зон 0,3–2,5 м, протяженность от 10–30 до 200 м. Границы рудных тел чаще всего нерезкие. Руды всегда метаморфизованы, в цементе содержат хлорит. Рудообразующий хромшпинелид отличается пониженной хромистостью (50–54 % Cr₂O₃) и повышенной железистостью (Cr₂O₃/FeO < 2,5), относится к субферритохромиту (рис. 99). По геологическому положению, структурно-морфологическим признакам и качеству руды проявление Верхнесобское II близко к енгайским.

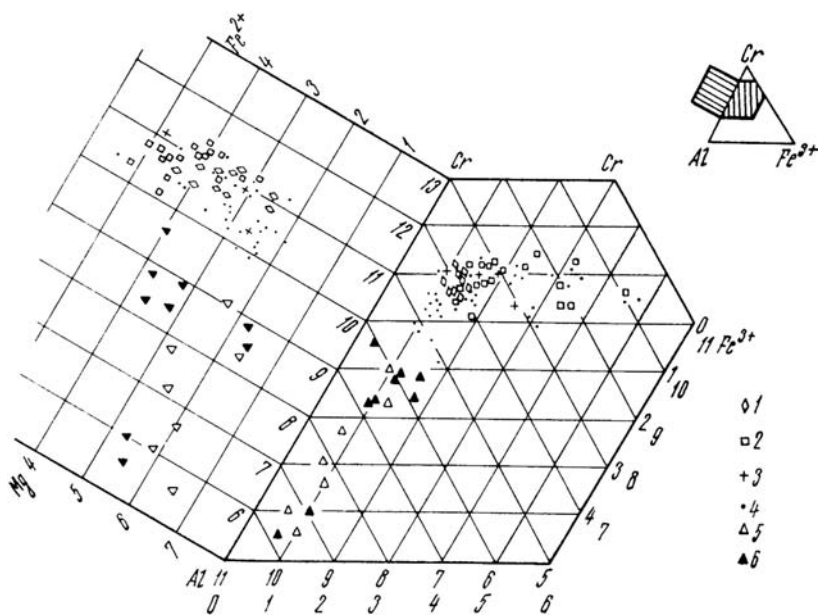


Рис. 99. Диаграмма состава рудообразующих хромшпинелидов в III и IV группах хромитового оруденения.

1, 2 — первая подгруппа III группы (1 — проявление Енгайское, 2 — проявление северной части массива); 3, 4 — вторая подгруппа III группы (3 — проявления Енгайское III и IV, 4 — проявление северной части массива); 5, 6 — IV группа (5 — восточная часть массива, 6 — северная часть массива).

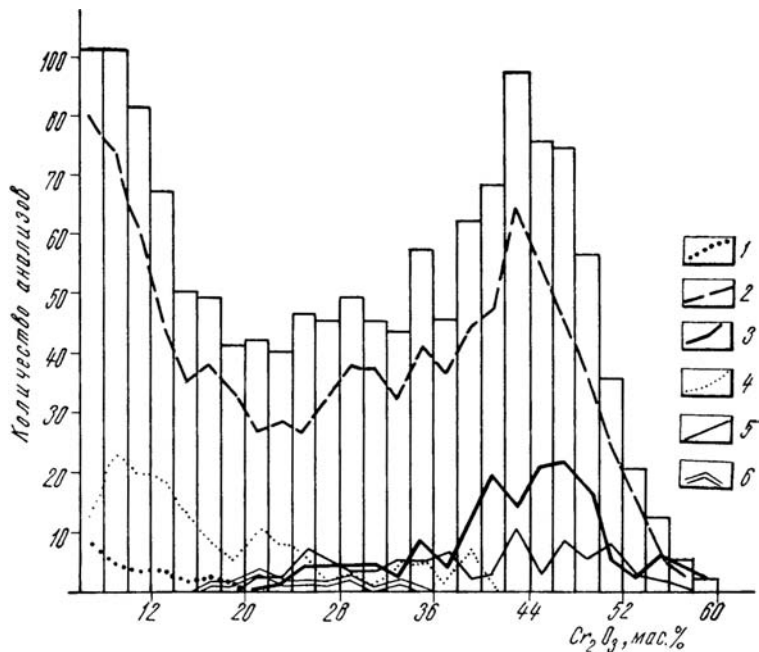


Рис. 100. Сводная гистограмма содержаний окиси хрома в хромитовых рудах массива Рай-Из (1398 определений).

Группы хромитового оруденения: 1 — I группа; 2, 3 — II группа (2 — первая подгруппа, 3 — вторая подгруппа); 4, 5 — III группа (4 — первая подгруппа, 5 — вторая подгруппа); 6 — IV группа.

Оценивая хромитовое оруденение, приуроченное к средним и мелким дунитовым телам в подзоне ГШПД (свыше 10 %), можно выделить следующие его особенности: неправильная линзовидная форма рудных тел, нечеткие контакты их, наличие повышенной вкрапленности хромшпинелидов в околорудных дунитах, преобладание бедных убого-редковкрапленных руд со шлирово-струйчатыми, шлирово-полосчатыми текстурами, более низкохромистый и глиноземистый характер хромшпинелида по сравнению с двумя первыми группами хромитового оруденения, значительное сходство по структурно-морфологическим особенностям с хромитовым оруденением I группы; низкая масштабность оруденения.

Проявления III и IV Верхнеенгайские, выявленные в восточной части Южного рудного поля на левобережье р. Енга-Ю, расположены в краевой части зоны ГШПД с содержанием дунитовой составляющей до 10 %, реже 10–30 %, или в переходной области к зоне ГСЖД. Рудные тела представлены мелкими уплощенными линзами мощностью до первых метров, протяженностью до 120 м, залегающими как в дунитах, так и в гарцбургитах. Контакты рудных тел резкие. Преобладают густовкрапленные и сплошные руды, менее развиты редко- и средневкрапленные типы. Содержание окиси хрома в рудах 10–40 %. Рудообразующие хромшпинелиды менее хромистые и более глиноземистые по сравнению с хромшпинелидами из руд первой группы хромитового оруденения и относятся к магнезиальному субферриалюмохроми-ту, реже – к алюмохроми-ту (рис. 100).

Хромитовое оруденение второй подгруппы третьей группы в северной части массива представлено линзовидными, пласто- и жилообразными телами, окруженными оторочкой дунитов. Мощность рудных тел обычно до 1 м, реже 1–3 м, длина от 5–10 до 20–30 м. Контакты резкие. Руды средне-густовкрапленные, густовкрапленные и сплошные, имеют равномерное мелкосреднезернистое строение, массивную текстуру, в различной степени метаморфизованы, в цементе содержат хлорит. Рудный шпинелид среднехромистый (47–55 % Cr_2O_3) с повышенной железистостью ($\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от 1,7 до 2,9), относится к субферрихроми-ту, субферриалюмохроми-ту, субалюмоферрихроми-ту, в интенсивно метаморфизованных рудах – к хроммагнетиту.

Оруденение второй подгруппы третьей группы характеризуется мелкими телами пластообразной, линзовидной, жилообразной формы, резкими контактами рудных тел, преобладанием густовкрапленных и сплошных руд, менее хромистым и более глиноземистым составом хромшпинелида по сравнению с оруденением первой и второй групп, низкой масштабностью оруденения.

Четвертая группа хромитового оруденения развита в юго-восточной и северо-западной частях массива в зонах Г и ГСЖД. По геологическому положению и структурно-морфологическим особенностям делится на две подгруппы.

Первая подгруппа приурочена к центральным частям редких мелких дунитовых тел в зоне ГСЖД, где встречаются шлиры, линзообразные выделения убого-редковкрапленных прожилково-вкрапленных хромитовых руд. В юго-восточной части массива представителями оруденения первой подгруппы являются знаки проявления 164, М-1244, характеризующиеся прожилково-вкрапленными выделениями убого-редковкрапленных руд в мелких телах дунитов среди гарцбургитов зоны ГСЖД. Рудообразующие хромшпинелиды проявлений отличаются от таковых

из хромитовых руд в дунитовых телах третьей группы более глиноземистым составом (количество катионов Cr^{3+} 9,73 и Al^{3+} 4,31; знак проявления М-1244). Масштабность оруденения очень низкая.

Вторая подгруппа представлена жило-, пластообразными, линзовидно-уплощенными телами среди гарцбургитов зон Г и ГСЖД. Контакты рудных тел резкие, руды густовкрапленного и сплошного типов. Рудообразующий хромшпинелид высокоглиноземистый и низкохромистый. Масштабность оруденения низкая. Эту подгруппу характеризуют проявление Верхнесобское I в северо-западном углу массива и ряд мелких знаков проявления как в северной, так и в юго-восточной частях массива.

Проявление Верхнесобское I объединяет четыре элювиальных развала хромитовых руд, встреченных среди гарцбургитов зоны Г на площади 1 км^2 ($0,5 \times 2,0$). Величина рудных обломков в развалах достигает $0,3-0,5$ м. Форма рудных тел предположительно жилообразная или линзовидная уплощенная. Руды густовкрапленные до сплошных, массивные, разнозернистые (от $1-2$ до 10 мм), часто катаклазированы. В результате наложенного низкотемпературного метаморфизма в цементе руд в значительном количестве появляются хлорит и уваровит. Рудообразующий хромшпинелид характеризуется низким содержанием окиси хрома (от $31,03$ до $47,42$ %) и высокой глиноземистостью (от $18,34$ до $36,07$ % Al_2O_3), по составу отвечает хромпикотиту или алюмохромиту и субферриалюмохромиту.

Заключая общую характеристику хромитового оруденения массива Рай-Из, можно еще раз подчеркнуть, что наиболее масштабное и высококачественное оруденение приурочено ко второй группе, развитой в обрамлении КДТ в зоне ГШПД, обогащенной дунитами.

Вещественный состав хромитовых руд и их метаморфизм

Разнообразие геологического положения хромитового оруденения в разрезе ранних фаций гипербазитов, многоэтапность и интенсивность наложенных метаморфических процессов явились причиной широкой изменчивости вещественного состава хромитовых руд массива Рай-Из. Хромитовые руды представлены всеми типами — от убоговкрапленных до сплошных. Преобладают два типа руд: 1) убоговкрапленные, 2) средне-густовкрапленные и густовкрапленные.

Руды первого типа развиты во внутренних частях КДТ (I группа хромитового оруденения), средних и мелких дунитовых тел в зонах ГШПД и ГСЖД (первые подгруппы II, III и IV групп). Формирование их тесно связано с образованием вмещающих дунитов; границы рудных тел, как правило, нерезкие. Руды можно отнести к сегрегационному типу.

Руды второго типа развиты среди гарцбургитов в зонах ГШПД, ГСЖД и Г (вторые подгруппы II, III и IV групп). Рудные тела имеют резкие контакты с вмещающими породами, пересекают структурные элементы во вмещающих гарцбургитах. Формирование руд происходило в результате поступления рудносиликатного материала из других частей массива, что позволяет отнести их к инъекционному типу.

Типичным представителем инъекционного типа являются хромитовые руды зон ГСЖД и Г (IV группа). Густовкрапленные и сплошные разновидности занимают смещенное положение на гистограмме содержания

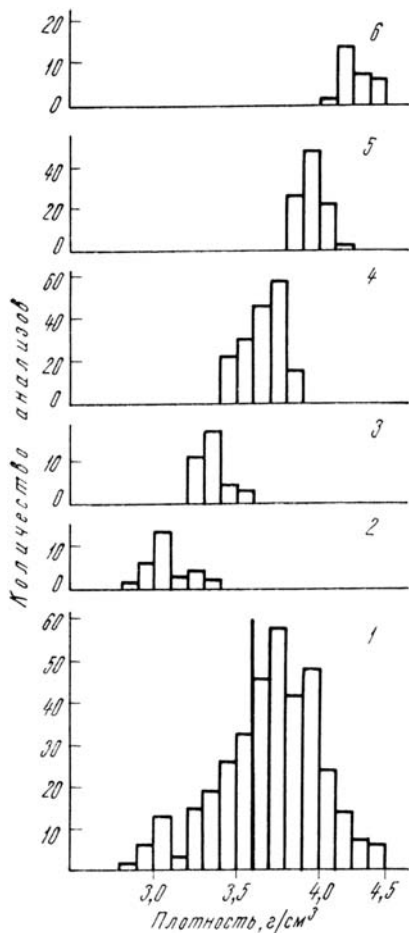


Рис. 101. Гистограмма плотности хромитовых руд массива Рай-Из (361 определение).

1 — сводная; 2—6 — по типам руд: 2 — убоговкрапленные, 3 — редковкрапленные, 4 — среднекрапленные, 5 — густовкрапленные, 6 — сплошные. Линия — среднее значение плотности хромитовых руд Кемпирсайского плутона на глубине свыше 500 м (Сегалович, 1970).

Cr_2O_3 , что объясняется низкохромистым, высокоглиноземистым составом слагающих их хромшпинелидов.

Геологические данные показывают, что в обрамлении КДТ и в ассоциации ГШПД сегрегационные руды более ранние, позднее на них накладывается инъекционный тип хромитового оруденения. Степень серпентинизации оливина из цемента хромитовых руд, как во вмещающих дунитах и гарцбургитах, низкая. Это находит отражение в значительно более высокой плотности хромитовых руд массива Рай-Из (рис. 101) по сравнению с рудами Кемпирсайского массива (Сегалович, 1970).

Магнитная восприимчивость хромитовых руд в результате прогрессивного метаморфизма и появления магнетита изменяется, но в целом она ниже, чем во вмещающих гипербазитах (рис. 102). Преобладающий экстремум магнитной восприимчивости отвечает 120×10^{-6} ед. СГС. Более высокие значения магнитной восприимчивости установлены для убого-, редковкрапленных

руд, степень метаморфизма которых обычно выше, чем густовкрапленных и сплошных.

Процессы метаморфизма, почти повсеместно охватившие гипербазиты массива Рай-Из, должны были оказать сильное воздействие и на рудные хромшпинелиды. Вопросы метаморфизма хромшпинелидов неоднократно рассматривались многими советскими и зарубежными исследователями. Так, А. Г. Бетехтин (1937) обратил внимание на повышение магнитности хромшпинелидов в зонах интенсивной серпентинизации. На примере Верблюжьих гор был впервые описан С. А. Кашиным (1937) метаморфизм рудообразующих хромшпинелидов. Этим исследователем было показано, что метаморфизм сопровождался выносом хрома и глинозема из хромшпинелида, увеличением параметров его ячейки и образованием магнетитовых каем по краям зерен. Изменение состава хромшпинелидов в связи с процессами серпентинизации было подробно рассмотрено на примере гипербазитовых массивов Южного Урала (Царицын, 1969).

Исследование метаморфизма рудных и аксессуарных хромшпинелидов на массиве Рай-Из проведено Е. П. Царицыным (Царицын, Чашухин, 1986), А. Б. Макеевым и другими (1985). Изучение состава рудных

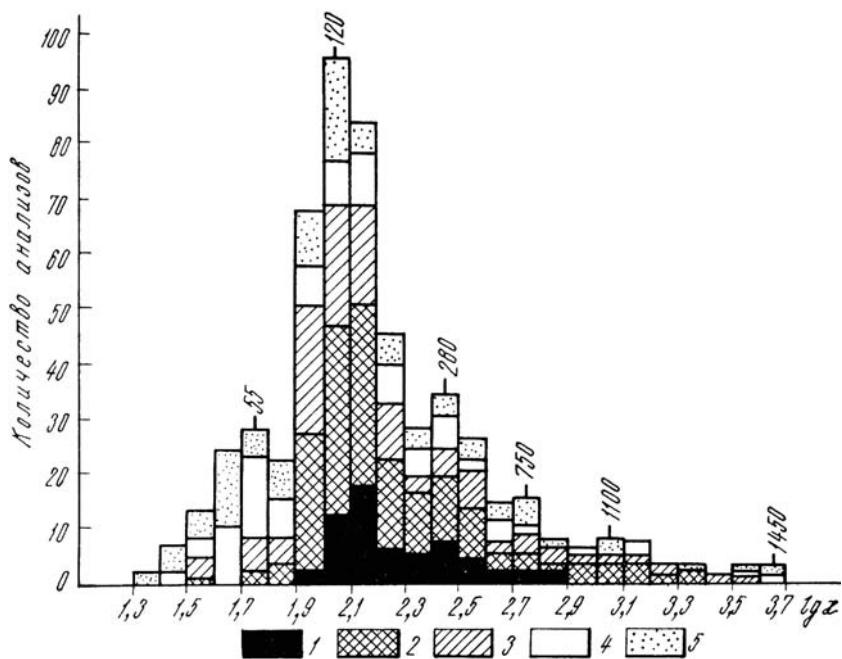


Рис. 102. Распределение логарифмов магнитной восприимчивости хромитовых руд массива Рай-Из (558 определений).

Цифры на диаграмме — значения экстремумов, 10^{-6} ед. СГС. Типы хромитовых руд: 1 — сплошные, 2 — густовкрапленные, 3 — средневкрапленные, 4 — редковкрапленные, 5 — убоговкрапленные.

хромшпинелидов и их метаморфизма в течение длительного периода проводилось Б. В. Перевозчиковым и другими при поисковых работах на хромиты. Установлено, что неметаморфизованные гипербазиты на массиве Рай-Из редки. В гарцбургитах, претерпевших только метаморфизм ранней стадии, завершившейся петельчатой серпентинизацией, хромшпинелид неметаморфизован, состав его идентичен среднему составу хромшпинелида из гарцбургитов Урала.

Низкотемпературные метаморфические изменения III и IV этапов поздней стадии не отличаются от таковых в других альпинитишных массивах Урала. При антигоритизации хромшпинелиды приобретают зональное строение: в краевых частях зерен появляются промежуточная хроммагнетитовая и внешняя магнетитовая каймы. Первоначально магнетитовая кайма узкая, затем мощность ее возрастает за счет уменьшения реликтового остатка хромшпинелида в центральной части зерен. На более поздних этапах хромшпинелид исчезает, на его месте образуется магнетит-хлоритовый агрегат (Царицын, Чашухин, 1986). При замещении зерен хромшпинелидов магнетитом реликтовые участки в центральных частях зерен сохраняются без существенного изменения состава. Степень завершенности метаморфизма хромшпинелидов зависит от крупности их зерен и густоты вкрапленности. Наибольшей степенью изменения характеризуются акцессорные хромшпинелиды и хромшпинелиды из убого-, редковкрапленных руд.

Воздействие высокотемпературного позднего метаморфизма первого и второго этапов выразилось в глубоком изменении как состава, так и внутренней структуры хромшпинелидов. В отличие от низкотемпера-

турного метаморфизма, хромшпинелиды не замещаются с краевых частей магнетитом с образованием четко выраженной зональности, а метаморфизуются на полный объем зерен с изменением состава и образованием в отдельных случаях химической зональности, выявляемой лишь при микронзондовом анализе. В химически зональных зернах периферические части более железистые и, следовательно, более магнитные. Сравнение состава фракций разной магнитности показало, что повышение содержания железа в магнитных фракциях происходило за счет выноса хрома, магния и алюминия (рис. 103). Вынос этих компонентов из решетки хромшпинелидов подтверждается чистым присутствием вокруг зерен хромшпинелида магнезиального хлорита, который при интенсивном метаморфизме равномерно распределен по породе и руде и стал породообразующим минералом.

По данным Е. П. Царицына и других (1981), внутреннее строение метаморфизованных хромшпинелидов характеризуется резко выраженной структурной неоднородностью, многофазностью, наличием напряженности в кристаллической решетке и явлений деформации. На основе массовых рентгеноструктурных исследований установлено наличие диффузности дифракционных линий (широкие пики на дифрактограммах), которые свидетельствуют о напряжениях в кристаллической решетке. Анализ геологического положения образцов с напряженной решеткой хромшпинелидов выявил, что они характерны для убого-, редковкрапленных руд, краевых частей рудных тел, сложенных густовкрапленными и сплошными рудами, и мелких шлировых обособлений хромитов в дунитах. По данным рентгеноструктурного анализа, в хромшпинелидах обнаружено по две-три фазы с резко отличающимися параметрами решетки и разным количественным соотношением этих фаз.

Изучение под электронным микроскопом методом реплик со сколов и полированных поверхностей хромшпинелидов, травленных в атмосфере аргона, позволило увидеть двухфазное строение зерен хромшпинелида, форму и размеры отдельных фаз. Блочное строение отдельных зерен, явления деформации и наличие второй фазы в рудных хромшпинелидах установлены в результате их исследования на растровом электронном микроскопе. Таким образом, зональный метаморфизм первого и второго этапов второй стадии привел к изменению химизма хромшпинелидов, их перекристаллизации и появлению структурной неоднородности.

Основные закономерности изменчивости состава хромшпинелидов в пространстве и геологической истории рассмотрены на основе 449 анализов. Проанализированные хромшпинелиды равномерно распределены по площади массива, характеризуют все значительные рудопрояв-

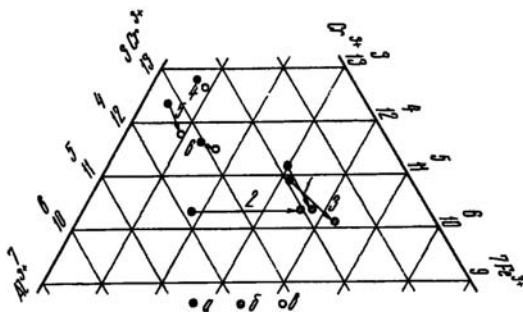


Рис. 103. Изменение состава хромшпинелидов при метаморфизме.

a — слабомагнитные фракции центральных частей зерен хромшпинелидов; *b* — магнитные фракции краевых частей зерен хромшпинелидов; *в* — валовые концентрации зерен хромшпинелидов. 1 — аподунитовый серпентинит, южный контакт массива (обр. 1553); 2 — войкаритизированный дунит, северная часть массива (обр. 1446); 3 — шликр средневкрапленной хромитовой руды в энстатит-форстеритовой породе, северная часть массива (обр. 1662); 4–6 — хромитовые руды месторождения Центральное: 4 — средневкрапленные, 5 — густовкрапленные, 6 — убоговкрапленные.

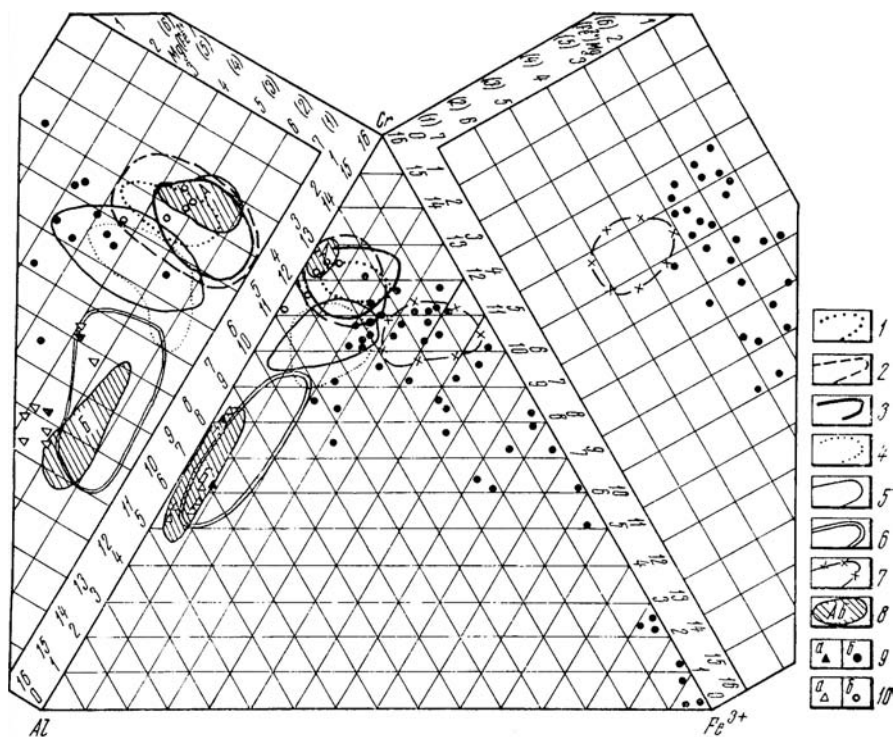


Рис. 104. Диаграмма состава хромшпинелидов массива Рай-Из.

Рудообразующие хромшпинелиды: 1–6 — группы хромитового оруденения: 1 — I группа; 2, 3 — II группа (2 — первая подгруппа, 3 — вторая подгруппа); 4, 5 — III группа (4 — первая подгруппа, 5 — вторая подгруппа); 6 — IV группа; 7 — хромитовые руды из зон прогрессивного метаморфизма в северной части массива; 8 — хромитовые руды Кемпирсайского массива (Павлов и др., 1968); А — Главное рудное поле, В — верхние горизонты; 9, 10 — акцессорные хромшпинелиды: 9 — массива Рай-Из (а — гарцбургиты неметаморфизованные, б — дуниты и гарцбургиты, в различной степени метаморфизованные), 10 — Кемпирсайского массива (а — гарцбургиты, б — дуниты).

ления, различные типы руд по густоте вкрапленности и текстурно-структурным особенностям, зоны разноэтапного проявления метаморфизма. Результаты анализов и пересчеты их на катионные отношения приведены на диаграммах (см. рис. 92, 94–96, 99, 103). На сводной диаграмме составов хромшпинелидов (рис. 104) для сравнения вынесены хромшпинелиды из руд и пород Кемпирсайского массива — типичного представителя хромитонесной дунит-гарцбургитовой формации (Павлов и др., 1968; Павлов, Григорьева, Чупрынина, 1973).

В изменении состава хромшпинелидов существуют два главных тренда: 1) Cr — Al и 2) Cr, Al — Fe³⁺ (см. рис. 104). Основное отличие в составе хромшпинелидов массивов Рай-Из и Кемпирсайский заключается в их железистости. В хромшпинелидах Кемпирсайского массива количество катиона Fe³⁺ в элементарной ячейке не превышает 1. Рудные хромшпинелиды массива Рай-Из содержат до 2–2,5 катионов Fe³⁺, а в интенсивно метаморфизованных рудах северной части массива количество катионов трехвалентного железа в элементарной ячейке повышается до 3–5.

Возрастание железистости хромшпинелидов массива Рай-Из связано с процессами метаморфизма поздней стадии. Анализ диаграммы Cr — Al — Fe³⁺ показывает, что по степени метаморфизма хромитовые

руды массива условно можно разделить на две группы: 1) реликтовые, слабометаморфизованные, с содержанием в элементарной ячейке хромшпинелидов катиона Fe^{3+} до 1; 2) метаморфизованные с содержанием катиона Fe^{3+} в элементарной ячейке более 1. Во второй группе наибольший размах содержаний и максимальное количество катиона Fe^{3+} (до 3–5 единиц) установлено для убого-, редковкрапленных руд.

Несмотря на то, что процессы метаморфизма привели к значительному изменению первоначального состава хромитовых руд, тренд Cr – Al в составе рудных хромшпинелидов выражен довольно отчетливо. Количество катиона Cr в элементарной ячейке изменяется от 5 до 13 единиц (рис. 105).

Установлена довольно четкая зависимость состава рудного хромшпинелида от геологического положения хромитового оруденения в ряду от зоны КДТ к зоне Г. Хромитовые руды первой и второй групп, развитые во внутренних частях КДТ и в ассоциации ГШПД (10–30 %, свыше 30 % дунитов), в обрамлении КДТ характеризуются высокохромистым хромшпинелидом – 11–13,5 катионов Cr в элементарной ячейке. Хромитовое оруденение третьей группы, расположенной в ассоциации ГШПД (до 10 %, редко 10–30 % дунитов), определяется среднехромистым хромшпинелидом (9,5–11,5 катионов Cr в элементарной ячейке).

Хромитовые руды четвертой группы, залегающие в зонах ГСЖД и Г, содержат высокоглиноземистый низкохромистый хромшпинелид, характеризующийся содержанием катионов Cr в элементарной ячейке 5–9,5 единиц. Широкий диапазон изменчивости состава хромшпинелидов здесь указывает на сложное дифференцированное строение зон ГСЖД и Г. Наиболее хромистый состав хромшпинелидов в этой группе имеют руды из мелких дунитовых тел (I подгруппа).

Таким образом, по тренду Cr – Al рудных хромшпинелидов хромитовые руды массива Рай-Из можно расчленить на три класса: 1) высокохромистые (11–13 катионов Cr); 2) среднехромистые (9–11 катионов Cr); 3) низкохромистые высокоглиноземистые (5–9 катионов Cr).

Первый и третий классы рудных хромшпинелидов сопоставимы с хромшпинелидами из руд Кемпирсайского массива: первый класс по составу близок к рудам Главного рудного поля, третий класс – к рудам верхних горизонтов массива. Второй класс (среднехромистые хромшпинелиды) в Кемпирсайском массиве или отсутствует, или, скорее всего, недостаточно изучен.

Состав аксессуарных хромшпинелидов изменяется сильнее, чем рудных хромшпинелидов (см. рис. 104). Реликтовые неметаморфизованные хромшпинелиды массива Рай-Из аналогичны аксессуарным хромшпинелидам Кемпирсайского плутона. Преобладающая доля аксессуарных хромшпинелидов представлена железистыми разновидностями, что отражает их интенсивный метаморфизм. Тренд Cr, Al – Fe^{3+} для аксессуарных хромшпинелидов проявлен наиболее полно. Первоначально линия тренда идет до средней части стороны треугольника Cr – Fe^{3+} , затем следует вдоль этой стороны до вершины Fe^{3+} , что отвечает составу чистого магнетита.

Два тренда в изменчивости состава хромшпинелидов массива Рай-Из находят отражение и в их физических свойствах. В процессе топоминералогического картирования массива для изучения состава и кристаллохимических особенностей хромшпинелидов был применен экспрессный метод инфракрасной спектроскопии – ИКС (Макеев и др., 1982 а, б). Как для элементарной ячейки, так и для полосы ν_1 ИК-спектров уста-

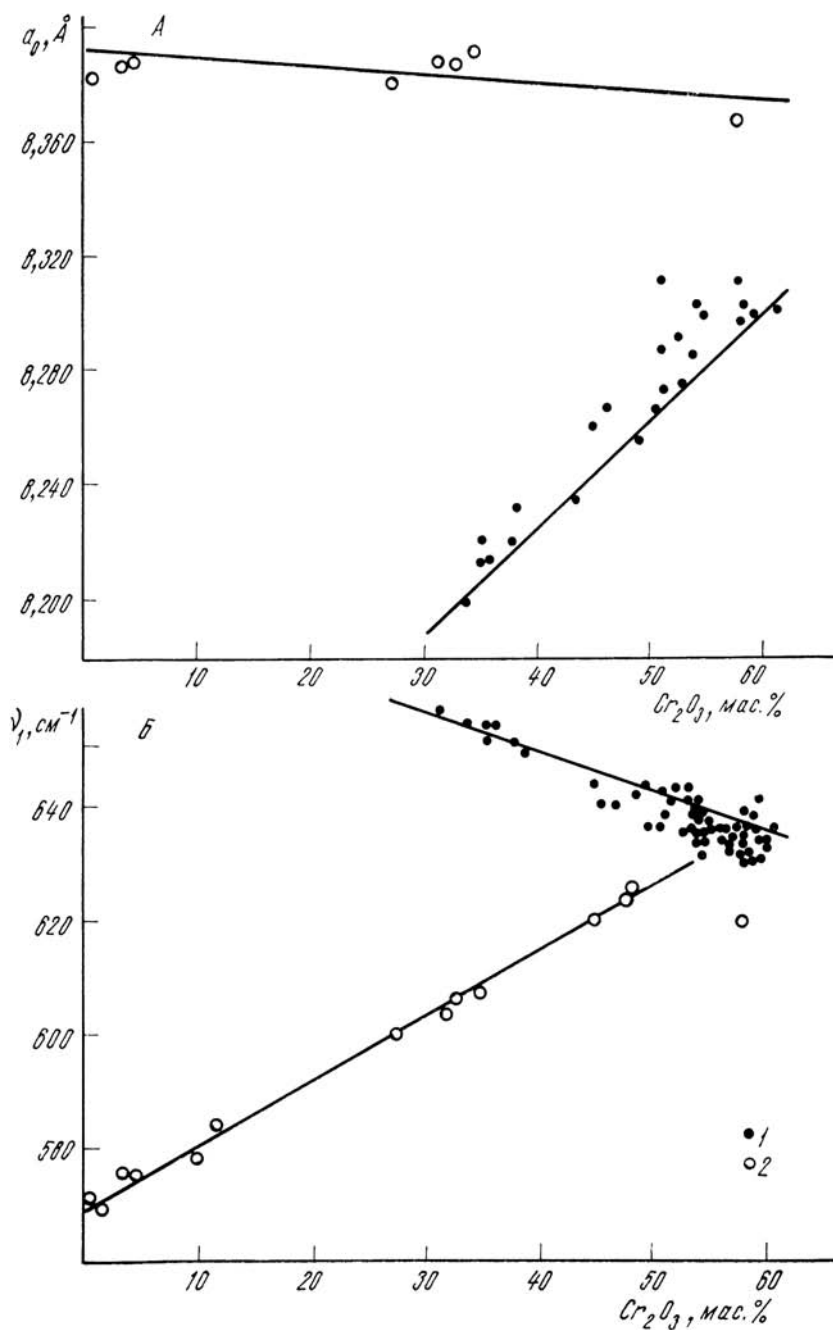


Рис. 105. Зависимость содержания окиси хрома от физических свойств в хромшпинелидах.

A — от параметра элементарной ячейки, *B* — от полосы поглощения ИК-спектров.
1 — рудные хромшпинелиды, неметаморфизованные и слабометаморфизованные; *2* — акцессорные хромшпинелиды, интенсивно метаморфизованные.

навливается два ряда изменений. Первый ряд отвечает неметаморфизованным и слабометаморфизованным высокожелезистым акцессорным хромшпинелидам.

Для рудных хромшпинелидов параметр a_0 связан прямой зависимостью, а полоса ν_1 ИК-спектра обратной с содержанием Cr_2O_3 . Точки анализов на графике образуют широкую полосу. Линии регрессии, показанные на рисунках, отражают изменения свойств для неметаморфизованных и слабометаморфизованных разновидностей хромшпинелидов. Максимальное значение параметра элементарной ячейки на линии регрессии $a_0 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ составляет 8,30 Å. Для сравнения можно указать, что наибольшая величина a_0 для хромшпинелидов Кемпирсайского массива не превышает 8,29 Å (Павлов и др., 1968). Как для параметра элементарной ячейки, так и для полосы ν_1 ИК-спектров отклонение точек от линии регрессии в сторону второго ряда изменений вызвано процессами метаморфизма, в результате которых параметр a_0 увеличивается, а ν_1 ИК-спектров уменьшается.

Второй ряд изменений физических свойств, установленный для интенсивно метаморфизованных акцессорных хромшпинелидов, характеризуется противоположным к первому ряду направлением линий регрессии: полоса ν_1 ИК-спектра связана прямой зависимостью, а параметр a_0 слабо проявленной обратной связью с содержанием окиси хрома в хромшпинелиде.

Таким образом, хромитовые руды массива Рай-Из первоначально имели значительное сходство с рудами Кемпирсайского массива. Повышение железистости, изменения структуры и физических свойств хромшпинелидов вызваны наложенными процессами метаморфизма.

Микростроение рудообразующих хромшпинелидов

Число работ, посвященных изучению микроструктур хромшпинелидов, невелико (Leblanc, 1980; Christiansen, 1986). Вместе с тем подобные исследования для ряда других рудных минералов оказались весьма информативными при расшифровке генезиса и метаморфизма руд (Ярош, Буслаев, 1985). Результаты этих исследований и подтолкнули нас к изучению деталей строения рудообразующих хромшпинелидов. Поскольку хромиты инертны химически и травление их затруднено, исследование оптическими методами оказалось сравнительно малоинформативным. Эти методы использовались в основном для предварительного изучения хромитовых руд: установления минерального состава, степени метаморфических изменений и т. д. Электронно-микроскопическое изучение хромитов проводилось методом реплик со скола минерала. Микрочастицы, извлеченные на реплику, исследовались методом микродифракции. В качестве дополнительного метода для диагностики минеральных фаз привлекался метод рентгеновского фазового анализа.

Были изучены рудные хромшпинелиды месторождения Центральное, различных рудопроявлений массива. Для сравнения исследовались хромиты месторождений Кемпирсайского и рудопроявлений Войкаро-Сыньинского массивов. Изучались хромиты из руд различных текстурных типов. Особое внимание было уделено нодулярным хромитам – традиционному объекту исследований уже на протяжении нескольких десятилетий (Карпинский, 1943; Павлов и др., 1975).

В большинстве случаев хромитовое вещество находится в хорошо раскристаллизованном, кристаллографически достаточно совершенном

состоянии. Подобное полнокристаллическое микростроение характерно для хромитов рудопроявления Западное. В ряде случаев выявлены включения в матрице хромшпинелида, оставшиеся недиагностированными, поскольку не удалось добиться извлечения их на реплику для получения микродифракции (рис. 106). Этот недостаток был частично компенсирован применением метода рентгенографического фазового анализа. Для хромшпинелидов краевых частей рудного тела наблюдается сложная картина рентгеновских дифракционных линий, которые можно объяснить присутствием двух или трех шпинелидных фаз с близкими параметрами решетки (+0,002 нм). В центральной же части рудного тела для хромшпинелидов характерны расширенные линии на дифрактограмме, свидетельствующие о несовершенстве решетки, но многофазности не наблюдается (аналитик Л. В. Яблонская). Таким образом, обнаружена своеобразная метаморфическая зональность, заключающаяся в наличии нескольких шпинелидных фаз в хромитах краевой части и одной фазы – в хромитах центральной части рудного тела. Многофазность рудного хромшпинелида – явление, широко распространенное на массиве Рай-Из. Такие хромиты выявлены, кроме рудопроявления Западное, в рудопроявлениях северной части массива, на участке Енгайский. В меньшей степени многофазность хромитов характерна для месторождения Центральное.

В нодулярных рудах этого месторождения и рудопроявления р. Енга-Ю наблюдаются разнообразные микроструктуры хромшпинелида. Как выявлено при электронно-микроскопическом изучении, он имеет микроблочное строение. Форма блоков весьма характерна. Они представляют собой глобулы субмикронных размеров. Нередки и коллоидные агрегаты (рис. 107). Аналогичное строение имеет и поверхность нодулей (рис. 108). Радиально-лучистых или концентрически-зональных микроструктур не обнаружено. В большинстве случаев не установлено морфологических различий микроструктур в центре и на краю нодулей. Лишь иногда наблюдается зональность. Отмечено как возрастание размеров микроглобулей и степени их кристалличности от периферии к центру нодуля, так и противоположная тенденция.

Рассмотрим более подробно микроструктуры хромита на примере нодулярной руды одного из рудопоявлений р. Енга-Ю. В краевой части нодуля наблюдаются лишённые элементов огранки коллоидные агрегаты хромита (см. рис. 107). Микроструктуры такого типа наиболее ранние для данного образца. По мере приближения к центру нодуля отмечается зарождение на поверхностях коллоидных образований граней [111], представленных треугольными субиндивидами (рис. 109). Параллельно изменяется и морфология коллоидного агрегата, наблюдаются переходы к микроглобулярной структуре. Для микроглобулей характерны: агрегация мелких глобулей в более крупные, наличие поверхностной огранки (рис. 110). При дальнейшем приближении к центру нодуля увеличивается «степень кристалличности» хромита. Это происходит, например, путем срастания субиндивидов, представленных ориентированными треугольными пластинками (рис. 111). Аналогичный микроструктурный тип зафиксирован в хромите из шлирово-вкрапленной руды месторождения Центральное. На электронограмме, полученной с такой пластинки, извлеченной на реплику, наблюдается расщепление рефлексов, свидетельствующее о структурном несовершенстве хромита (рис. 112).

Другое изменение микроструктуры – утрата глобулями индивидуаль-

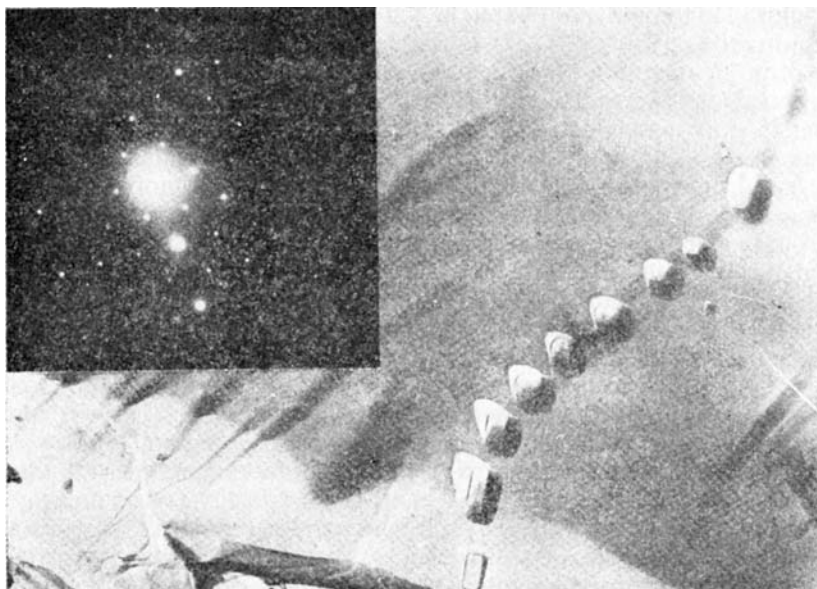


Рис. 106. Полнокристаллическая структура поверхности излома и точечная электронограмма раскристаллизованного хромита. Рудопроявление Западное, скв. 21, глуб. 30 м, обр. 2077. Угольная реплика, $\times 24\ 000$.



Рис. 107. Структура поверхности излома хромита из нодулярной руды. Краевая часть нодуля. Массив Рай-Из, р. Енга-Ю, обр. 5026. Угольная реплика, $\times 30\ 000$.



Рис. 108. Структура поверхности нодуля. Месторождение Центральное, обр. 5031. Угольная реплика, $\times 30\ 000$.



Рис. 109. Структура поверхности излома хромита из нодулярной руды. Начальная стадия развития ограненных субиндивидов по колломорфному агрегату. Краевая часть нодуля. Массив Рай-Из, р. Енга-Ю, обр. 5026. Угольная реплика, $\times 24\ 000$.

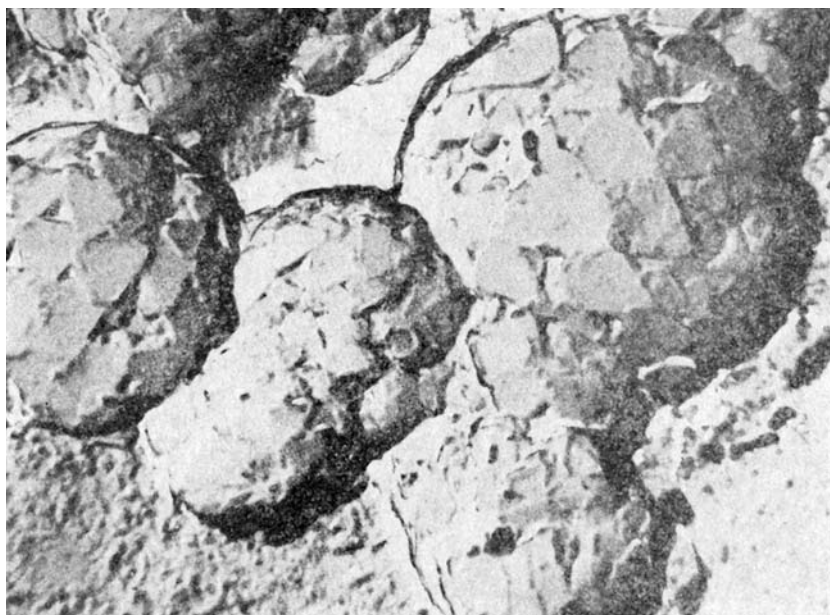


Рис. 110. Микроглобулярная структура поверхности излома хромита из нодулярной руды. Краевая часть нодуля. Массив Рай-Из, р. Енга-Ю, обр. 5026. Угольная реплика, $\times 25\ 000$.



Рис. 111. Срастание субиндивидов с ориентировкой грани $\{111\}$ в плоскости препарата. Видны реликты микроглобулей. Краевая часть нодуля. Массив Рай-Из, р. Енга-Ю, обр. 5026. Угольная реплика, $\times 20\ 000$.

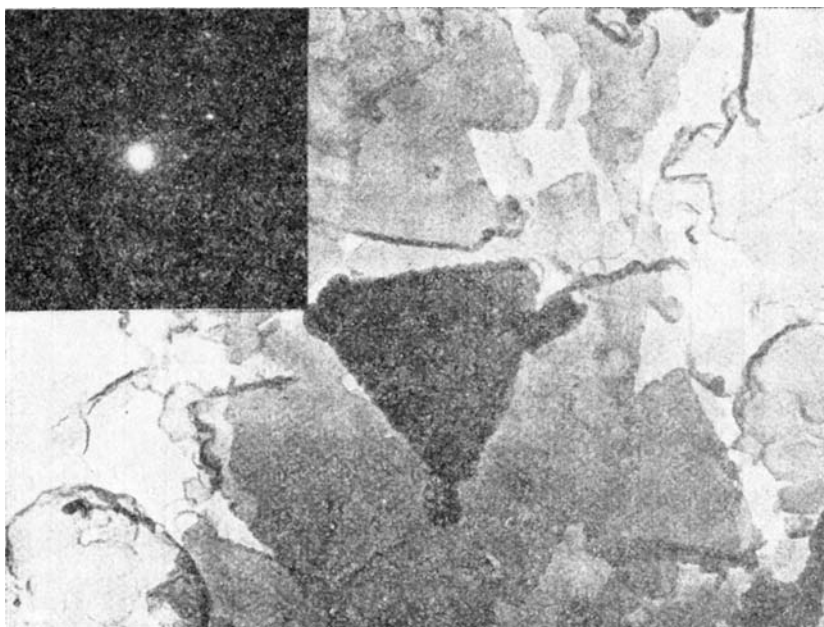


Рис. 112. Структура поверхности излома хромита. Расщепление рефлексов на электронограмме свидетельствует о низком совершенстве кристаллической решетки субиндивида. Шлирово-вкрапленная руда. Месторождение Центральное, скв. 301, глуб. 173,2 м. Угольная реплика, $\times 36\ 000$.

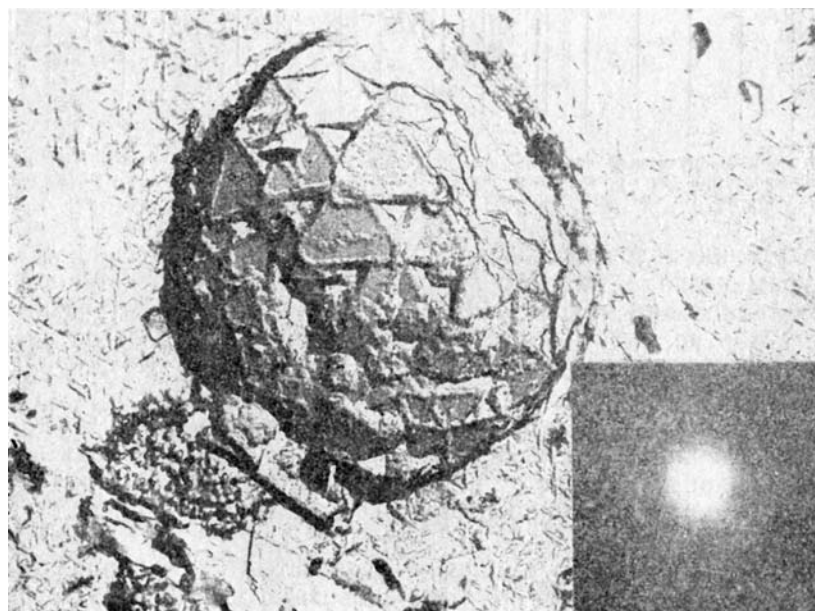


Рис. 113. Единичная глобуля, сохранившаяся при образовании «структур распада». Центральная часть нодуля. Микродифракция с игольчатых частиц. Массив Рай-Из, р. Енга-Ю, обр. 5026. Угольная реплика, $\times 20\ 000$.

Таблица 10

**Межплоскостные расстояния лейстовидных включений в хромитах,
по данным микродифракции, в сравнении с природным земным,
лунным и синтетическим армоколлитом**

5026 а*	5026 б	2917	5026 в	5026 г	728	1		2		3		4		5		6		
						I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
4,60	4,60	4,57	5,01	5,03	5,00	7	4,88	5ш	4,95	3	4,85	6	5,10				40	5,019
			3,91	3,82	3,80			8	3,99		2							
3,36	3,49	3,36	3,44	3,44	3,40	10	3,48	1	3,80	10	3,46	3	3,83					
			2,92	2,98	2,96			2	2,844		2ш							
2,98	3,12	2,57	2,72	2,76	2,74	9	2,750	9	2,73	9	2,73	9	2,75	25	2,763	80	2,762	
2,57	2,57		2,48	3ш	2,423			1	2,42		4							
2,25	2,26	2,09	2,24	2,25	2,20	3	2,221	3	2,190	1	2,19	3	2,24	10	2,414	10	2,415	
			2,20	2,20	2,20													
2,09	2,08	1,80	1,71	1,72	1,69	6	1,97	3	1,962	4	1,962	5	1,98	80	1,958	17	1,972	
1,58	1,59	1,56	1,61	1,47	1,48	1	1,746	1	1,736	3	1,738	3	1,749	10	1,751	8	1,755	
1,46	1,47	1,37	1,46	1,47	1,48	4	1,636	3	1,622	4	1,632	4	1,632	10	1,632	28	1,634	
1,31	1,31	1,31	1,46	1,47	1,48	2	1,507	3	1,506	5	1,578	2	1,424	2	1,384	2	1,355	
1,31	1,31	1,31	1,46	1,47	1,48	1	1,383	1	1,350	1	1,263	1	1,268	4	1,018	3	1,001	
1,31	1,31	1,31	1,46	1,47	1,48	2	1,267	1	1,248	1	1,263	1	1,268	4	1,018	3	1,001	
1,31	1,31	1,31	1,46	1,47	1,48	3	1,21	1	1,001	1	1,001	3	1,001	4	1,018	3	1,001	

* 5026 а—в — нодулярный хромит, р. Енга-Ю, массив Рай-Из; 5026 г — то же, после отжига в инертной среде при 300 °С; 2917 — нодулярный хромит, гора Пайты, Войкаро-Сыньинский массив; 728 — то же, р. Лев. Пайера; 1—6 — армоколлит.

ных очертаний и возникновение структур, морфологически близких к структурам распада твердого раствора. Фактически же это результат перекристаллизации микроглобулярного хромита. Часто отдельные глобулы с поверхностной огранкой сохраняются среди участков развития «структур распада» (рис. 113). Любопытно, что при этом сохраняется микроглобулярный агрегат внутри крупной ограненной глобулы (рис. 114). Наличие поверхностной огранки глобулы как бы «консервирует» ее содержимое, в то время как вне глобулы тонкодисперсный микроглобулярный агрегат не сохраняется. «Структура распада» представлена матрицей хромшпинелида и выделениями минерала игольчатой формы.

Линии, полученные со скоплений игольчатых частиц, представлены в табл. 10. Мы стремились получить кольцевые микродифрактограммы, однако оказалось возможным получить дифрактограммы только с частично текстурированных агрегатов частиц. Это обстоятельство, обусловленное кристаллографически упорядоченным распределением изучаемых минералов, может приводить к погасанию некоторых линий.

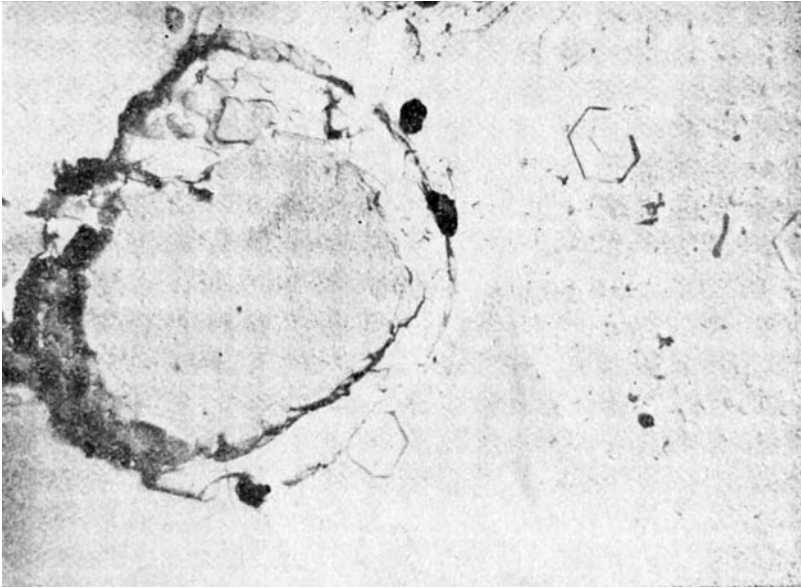


Рис. 114. Начальная стадия возникновения участков хромита, свободных от игольчатых включений. Во внутренней части глобулы сохраняется микроглобулярный агрегат. Центральная часть нодуля. Массив Рай-Из, р. Енга-Ю, обр. 5026. Угольная реплика, $\times 20\ 000$.

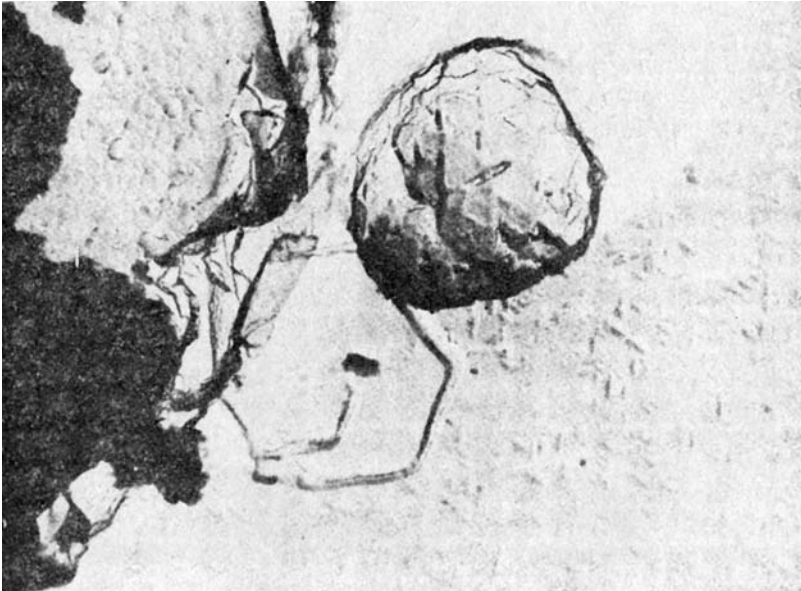


Рис. 115. Перекристаллизация «структур распада» путем возникновения винтовой дислокации. Центральная часть нодуля. Массив Рай-Из, р. Енга-Ю, обр. 5026. Угольная реплика, $\times 24\ 000$.

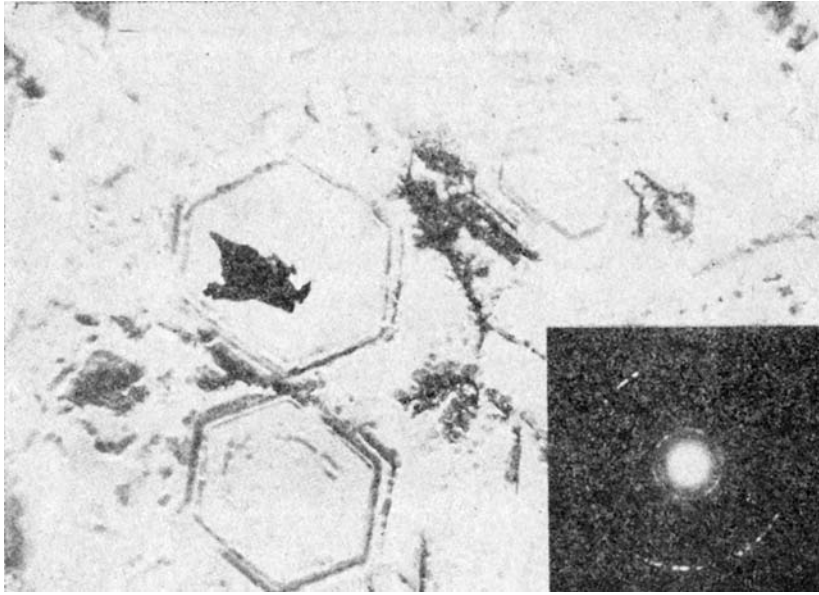


Рис. 116. Зональное строение субиндивидов хромита. Густовкрапленная руда. Войкаро-Сыньинский массив, обр. 2917. Угольная реплика, $\times 20\ 000$.

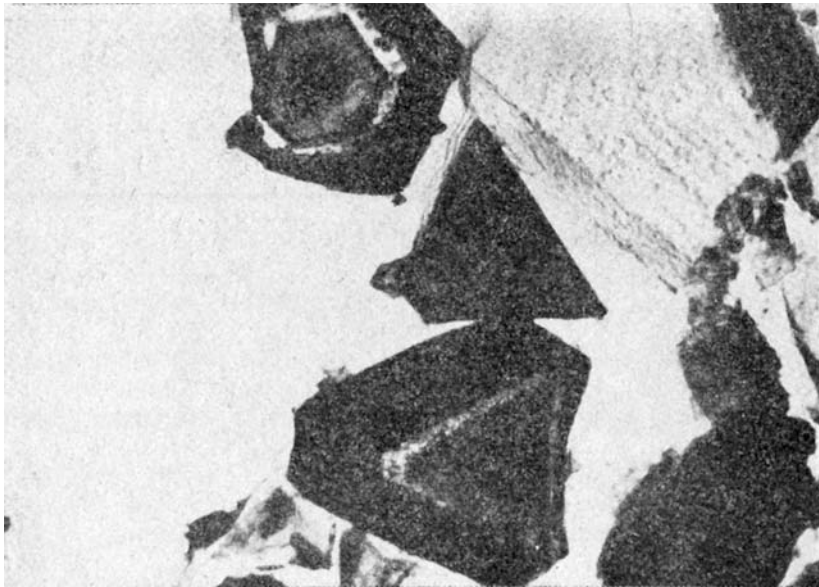


Рис. 117. Зональные субиндивиды хромита, извлеченные на реплику. Войкаро-Сыньинский массив, обр. 2913. Угольная реплика, $\times 15\ 000$.

Были получены два основных типа дифрактограмм. Первый – дифрактограммы, содержащие линии, которые можно приписать хромшпинелиду ($d = 0,46; 0,298; 0,209; 0,158; 0,146; 0,131$ нм), ульвошпинели ($d = 0,257$ нм). Кроме того, содержатся линии, представленные во втором типе дифрактограмм ($d = 0,336; 0,225$ нм). Такой набор линий можно приписать метастабильной минеральной фазе, вероятно представленной твердым раствором хромшпинелида с титанитом. Для другой минеральной фазы со сходной морфологией индивидов получены более определенные результаты. Дифрактограмма изучаемого минерала, в области больших значений межплоскостных расстояний, определяемых с максимальным разрешением, оказалась близка к рентгеновской дифрактограмме, принадлежащей армоколиту (Ваганов, 1985). Последний, как известно, является сложным твердым раствором окислов Mg – Mn – Fe – Al – Ti. С результатами электронно-микроскопического изучения хорошо согласуются рентгеновские данные, которые свидетельствуют о присутствии минералов титана в хромитах.

Обособлением рассмотренных фаз не заканчиваются перестройки микроструктур. Так, в областях развития «структур распада» возникают и разрастаются гомогенные участки хромита. Происходит перекристаллизация, сопровождаемая очищением хромита от игольчатых вростков. Один из способов такого преобразования – возникновение винтовых дислокаций (рис. 115). Конечным результатом микроструктурных перестроек являются полнокристаллические микроструктуры, лишенные каких бы то ни было признаков колломорфного или глобулярного строения. Последовательность переходов от одной микроструктуры к другой (см. рис. 107–115) не является единственно возможной. В ряде случаев переход от колломорфных и микроглобулярных структур к полнокристаллическим происходит путем возникновения зон, морфологически идентичных зонам роста. Такого рода микроструктуры обнаружены для хромитов горы Пайты, Войкаро-Сыньинского массива. Существенно, что зоны роста полнокристаллического хромита развиваются по колломорфному агрегату. Об этом свидетельствует наличие колломорфного строения в образцах, отобранных на данном рудопроявлении, а также сама зональность. Зоны роста образованы чередованием полнокристаллических областей и участков с реликтами микроглобулей (рис. 116, 117). Важно, что рассмотренная зональность не является первичной. Она формируется на одной из стадий микроструктурных перестроек и, строго говоря, является зональностью перекристаллизации. Близкий характер перехода от колломорфных и микроглобулярных микроструктур к полнокристаллическим установлен и для другого рудопроявления Войкаро-Сыньинского массива – Кешорского. Наличие подобных микроструктур хромита не является особенностью только гипербазитовых массивов Полярного Урала. Аналогичное строение установлено и для хромитов некоторых месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива (рис. 118). Существенно, что хромиты, в которых обнаружены колломорфные и микроглобулярные структуры, относятся к различным типам по химическому составу (Макеев и др., 1985; Савельев, 1977; Павлов и др., 1968). Можно отметить только некоторое преобладание таких микроструктур в хромитах высокохромистого типа. Закljučая описание микроструктур, заметим, что при наличии вокруг хромшпинелида магнетитовых или хроммагнетитовых каем, являющихся прямым свидетельством его метаморфизма, колломорфных или микроглобулярных агрегатов хромита не обнаружено.

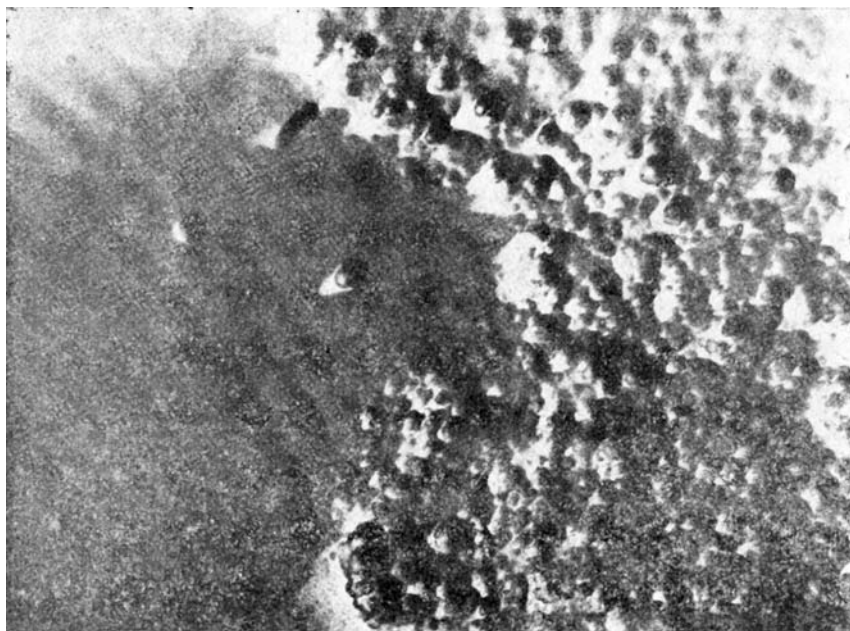


Рис. 118. Структура поверхности излома хромита из нодулярной руды. Развитие полнокристаллического хромита по микроглобулярному. Кемпирсайский массив, месторождение 40 лет. КазССР, обр. 1770. Угольная реплика, $\times 30\ 000$.

Наличие в поле зрения электронного микроскопа сразу нескольких типов микроструктур свидетельствует об их метастабильности. Об этом же говорит и их относительно редкая встречаемость. Для количественной оценки степени термической нестабильности изучаемых микроструктур проведена серия отжигов с последующим изучением под электронным микроскопом. Образцы нодулярных руд отжигались в инертной среде в течение 4 ч. При температуре отжига $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ происходит полная перестройка микроструктур. Никаких реликтов коллоидных или микроглобулярных хромитовых агрегатов не обнаружено. Наблюдались лишь гладкие кристаллические сколы. Начало же микроструктурных перестроек при термическом воздействии наблюдалось после отжигов при $300\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Разумеется, приведенные оригинальные данные по микроструктурам хромита не исключают возможности образования вторичных коллоидных структур. В частности, такие микроструктуры обычны при возникновении хроммагнетитовых каем вокруг зерен хромшпинелида при его метаморфизме. Происхождение дефектного, скрытокристаллического хроммагнетита связано с удалением из решетки хромшпинелида атомов магния и алюминия и входением их в синхронно образующийся хлорит. Это явление изучено рентгеновскими методами еще в 1937 г. С. А. Кашиным и Б. К. Бруновским и легко диагностируется на оптическом уровне (Кашин, 1937). Мы, с одной стороны, старались исключить такие метаморфизованные хромиты из рассмотрения при поисках реликтовых микроструктур, а с другой стороны, специально их изучали, чтобы получить морфологические критерии различий вторичных и реликтовых микроструктур. Основная черта метаморфоген-

ных хроммагнетитовых диспергитов — то, что отдельные частички хроммагнетита при электронно-микроскопических увеличениях чаще всего имеют облик спайных выколов, т. е. фиксируется их развитие по полнокристаллическому субстрату.

Вторичные коллоидальные хромиты иной природы встречены нами в зоне выветривания месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского массива. Гипергенность этих образований легко устанавливается уже в поле. Для них характерны натечные формы, охристость, малая механическая прочность. При изучении таких хромитов под электронным микроскопом выявлены включения, представленные гетитом разной степени кристалличности.

Таким образом, явления вторичной диспергации легко диагностируются даже на предварительной стадии исследований, без применения относительно сложных электронно-микроскопических методик. Они не имеют ничего общего в генетическом плане с охарактеризованными микроструктурами. Значительно различается и минеральный состав явно вторичных скрытокристаллических агрегатов и колломорфных агрегатов нодулярных руд. Данные, полученные при электронно-микроскопических исследованиях хромитов, свидетельствуют о реликтовом характере выявленных колломорфных и микроглобулярных микроструктур. Имеются ли в обширной литературе по хромитам какие-либо подтверждения этому? Уместно упомянуть данные по термографическому изучению хромитов. Так, для рудообразующих хромшпинелидов Болгарии установлена термоактивность в интервале 200–400 °С (Желязкова-Панайотова, Ивчинова, 1971). Выявленная термическая активность минерала не находит объяснения за счет возможных примесей силикатов или магнетита. Сделан вывод об обусловленности особенностей термического поведения шпинелидов вариациями в химическом составе, внутренней структурой, возможно, полифазностью. Более детальные данные были получены для рудных хромитов различных месторождений Кемпирсайского массива З. К. Каирбаевой. Обнаружены три группы экзоэффектов, характерные для хромшпинелидов. Температурный интервал первого — 25–300 °С, второго — 300–500 °С, третьего — 830–900 °С. Термоактивность максимальна для хромитов месторождений Комсомольское, VI Геофизическое, Восход и минимальна для месторождений Алмаз-Жемчужина, III Геофизическое, XII Геофизическое. Первые два эффекта связываются с окислением закисного железа, третий — самый высокотемпературный — с образованием в виде самостоятельных фаз полуторных окислов (Каирбаева, 1969).

Проведенные нами исследования микроструктур рудных хромитов существенно уточняют трактовку низкотемпературной термоактивности хромшпинелидов. Начало перестройки колломорфных и микроглобулярных структур отмечено уже после отжига при 300–400 °С. Нельзя исключить и более низких температур активации перекристаллизации тонкодисперсного хромита. Эволюция микростроения хромшпинелида идет в направлении образования все более совершенных субиндивидов и оттеснения неструктурных примесей в межзерновое пространство. Этот процесс идет с выделением тепла, что, по-видимому, и фиксируется при термографических исследованиях хромшпинелидов. Мы наблюдали слабые, но воспроизводимые экзоэффекты на кривых нагревания монофракций хромшпинелидов из нодулярных руд, для которых установлено колломорфное и микроглобулярное строение, при температуре около 400 °С. Подобная трактовка термической активности не противостоит

речит и той роли, которая отводится окислению железа. Можно только добавить, что, по всей видимости, имеется еще один элемент, изменения валентного состояния которого следует принимать во внимание,— это титан.

Таким образом, последовательность микроструктурных перестроек в хромите, обнаруженная при электронно-микроскопическом изучении, хорошо увязывается с другим явлением, ранее известным, но слабо изученным,— термоактивностью хромшпинелидов при сравнительно низких температурах.

Вместе с тем природа колломорфного хромитового агрегата остается проблематичной. Наши исследования показали, что он возникает не за счет процессов гипергенеза или метаморфизма хромшпинелида с образованием магнетитовой или хроммагнетитовой фаз. Альтернативными гипотезами являются: диспергация хромитового вещества при деформациях рудных тел; относительно низкотемпературное образование хромитовых руд, возможно, в гелеобразном состоянии (Варлаков, 1978); образование нодулярных хромитов в условиях резкого переохлаждения, как это допускали Н. В. Павлов и др. (1968). Выбор между этими возможностями образования колломорфных хромитов составляет предмет дальнейших исследований.

Материалы к прогнозной оценке хромитонности массива

На размещение и качество хромитовых руд решающее влияние оказывают две группы факторов: первичные факторы, характеризующие формирование и первоначальное размещение рудных масс, и вторичные, определяющие изменение условий залегания, морфологии тел и вещественного состава руд под влиянием наложенных тектонических метаморфических процессов.

Из этих двух групп главенствуют первичные. Для оценки масштабы оруденения и качества руд важно положение оруденения в разрезе. Наиболее перспективны блоки массива, в которых выходят на поверхность крупные дунитовые тела и подзона ГШПД с высоким содержанием дунитовой составляющей и в которых развиты I и II группы хромитового оруденения. К зоне Г масштабность и качество хромитового оруденения резко понижаются. Из вторичных факторов, влияющих на качество и размещение хромитового оруденения, основные — тектонические и метаморфические.

Сопоставление схемы размещения рудных полей с тектонической схемой показывает, что Западное и Южное рудные поля приурочены к тектоническим блокам Б-I и Б-II (см. рис. 83). В блоке Б-III выходят гарцбургиты зоны Г, хромитонность которых наиболее низкая. В пределах массива широко проявлена разрывная тектоника более мелкого порядка, которая рассекает рудные тела на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга. Например, на месторождении Центральном установлено перемещение отдельных блоков по горизонтам до 100 м, по вертикали — до 300 м. Это затрудняет поисковые и разведочные работы.

Метаморфизм хромитовых руд обычно приводит к ухудшению качества руд, но не настолько, как это считалось некоторыми исследователями (Москалева, 1974). Изучение состава акцессорных и рудных хромшпинелидов показало, что в условиях метаморфизма поздней стадии

наиболее интенсивно изменяются с переходом в хроммагнетит акцессорные хромшпинелиды и хромшпинелиды из убоговкрапленных руд. Хромиты из средне-густовкрапленных и сплошных руд изменяются незначительно. В них происходит повышение на 3–5 % общего железа и соответственное уменьшение окиси хрома. Результаты технологических испытаний показали, что из таких руд получают концентраты, пригодные для производства феррохрома. Если мелкие тела хромитовых руд попадали в зоны тектонического дробления и на них накладывался метаморфизм зеленосланцевой фации, происходило интенсивное замещение хромшпинелидов хлоритом, как например, в зоне меланжа в северном контакте массива Рай-Из.

Оценка хромитоносности массива Рай-Из основывалась на учете как первичных, так и вторичных факторов, влияющих на размещение и качество хромитового оруденения, и производилась в два этапа: 1) выделение площадей, перспективных для локализации промышленного хромитового оруденения; 2) прогнозная оценка этих площадей. В основу решения первой задачи были положены выявленные закономерности размещения хромитового оруденения относительно зональности строения дунит-гарцбургитового комплекса. Для количественной оценки хромитоносности перспективных площадей был применен метод сравнительной аналогии с наиболее детально изученными рудными участками.

По степени перспективности для локализации промышленного хромитового оруденения на массиве были выделены площади (см. рис. 90):

- весьма перспективные для локализации средних и крупных месторождений руд с высокохромистым хромшпинелидом, охватывающие КДТ и окружающую их зону ГШПД с высоким содержанием дунитовой составляющей (10–30 % и выше);

- перспективные для локализации мелких и средних месторождений руд со средне-высокохромистым хромшпинелидом, включающие участки зоны ГШПД с содержанием дунитов 10–30 %, меньше 10 % и небольшие по размерам (до первых сотен метров) дунитовые тела;

- малоперспективные для локализации мелких месторождений руд с низко-среднехромистым хромшпинелидом, выделенные в подзоне ГШПД с содержанием дунитовой составляющей меньше 10 %;

- с весьма низкими перспективами, отвечающие зонам ГСЖД и Г.

Среди трех перспективных площадей для локализации средних и крупных месторождений хромитовых руд наиболее детально изучена площадь А-1, включающая Центральное дунитовое тело. В апикальной наименее эродированной части дунитового тела расположено месторождение Центральное, ограниченное с севера Полойшорским разрывом. Центральная и северная более глубоко эродированные части дунитового тела перспективны на локализацию бедновкрапленного хромитового оруденения сегрегационного типа (проявление Полойшорское II). В результате анализа геологической обстановки сделано предположение, что северная половина месторождения Центральное смещена по Полойшорскому разрыву на запад на 1 км и погружена на глубину относительно изученной части месторождения. Возможно, смещенной части месторождения отвечает проявление Центральное II.

Весьма перспективная площадь А-3 в пределах Южного дунитового тела была выделена в 1978 г. по геологическим предпосылкам, когда там не было известно хромитовых проявлений. Перспективности площади подтверждена поисковыми работами 1980–1981 гг., в процессе кото-

рых найдены и оценены с поверхности проявления Юго-Западное I, II, III.

Весьма перспективная площадь А-2 включает поисковый участок Западный, где на поверхности нет выходов крупных дунитовых тел, но по высокой насыщенности дунитами в зоне ГШПД, по крутому склону дунитовых и рудных тел на северо-восток предполагается наличие на глубине крупного дунитового тела и локализация богатого хромитового оруденения. На площади А-2 выявлены месторождение Западное и перспективное проявление 214. От весьма перспективной площади А-3 площадь А-2 отделена Юго-Западным разрывом, по которому произошло значительное перемещение тектонических блоков.

Среди перспективных площадей на локализацию мелких и средних месторождений наибольшее значение имеет площадь Б-3, в пределах которой выделен ряд проявлений и знаков проявления хромитовых руд. Перспективность площадей Б-1 и Б-2 понижена в результате наложения процессов метаморфизма и сложной разрывной и пликативной тектоники.

Глава VIII
ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПЛАТИНОИДОВ
И ЗОЛОТА В ГИПЕРБАЗИТАХ
И ХРОМИТОВЫХ РУДАХ
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение содержаний платины, палладия, родия, иридия и золота производилось спектрально-химическим методом (Рубинович и др., 1976), модифицированным для высокохромистых пород и хромитовых руд и специально разработанным в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР совместно с институтом «Уралмеханобр» комбинированным методом (Корус и др., 1979 а, б). Кроме того, золото определялось нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерного анализа ЦКЛ ПГО «Уралгеология», а платина, палладий и золото — пробирно-спектральным методом в лаборатории благородных металлов института «Уралмеханобр». Рутений и осмий определялись методом непосредственной отгонки со спектрофотометрическим окончанием (Сильниченко, Долинина, 1969). Большинство исследованных проб проанализировано двумя, а ряд проб и тремя различными методами, так что появилась возможность оценить разрешающую способность различных методов и сходимость результатов по одним и тем же пробам.

Внутренний контроль спектрально-химического и комбинированного методов определения осуществляли путем включения в каждую серию анализируемых проб материала общесоюзного стандарта ХО-1 (1703-79), а также путем анализа международного стандарта РГО-1 и стандартов Геологической службы США, полученных благодаря любезному содействию Н. Дж. Пэйджа. Внешний контроль проводили только для достаточно богатых продуктов обогащения (концентратов) путем параллельного анализа дублетных проб в лаборатории Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР и института «Уралмеханобр».

Всего для характеристики гипербазитов и хромитовых руд комплекса выполнено 200 спектрально-химических определений платины, палладия, родия, иридия, золота, 75 анализов комбинированным методом на платину, палладий, родий, 40 спектрофотометрических анализов на осмий (и рутений, 100 нейтронно-активационных анализов на золото и 200 пробирно-спектральных анализов на платину, палладий, золото.

Анализ хромитовых руд и высокохромистых гипербазитов на содержание в них металлов платиновой группы — сложная задача. Трудность заключается в том, что результаты традиционного пробирного (пробирно-спектрального) определения платиновых металлов существ-

Таблица 11

**Результаты определения содержания платиновых металлов
в хромитовых рудах двух месторождений Урала различными методами, г/т**

№ пробы	Пробирно-спектральный		Спектрально-химический		Комбинированный	
	Pt	Pd	Pt	Pd	Pt	Pd
Месторождение 1						
1	He обн.	0,08	0,16	0,10	0,30	0,055
2	0,135	1,02	0,30	0,45	1,64	0,53
3	0,10	1,02	He обн.	0,64	1,84	0,59
4	0,14	0,62	0,04	0,70	0,96	0,25
5	He обн.	0,018	0,22	0,01	0,22	0,01
6	0,18	0,36	0,17	0,28	0,40	0,39
7	He обн.	0,024	0,13	0,03	0,33	0,04
Месторождение 2						
1	He обн.	He обн.	He обн.	0,007	0,03	0,02
2	He обн.	He обн.	He обн.	0,005	0,02	0,01
3	0,028	He обн.	He обн.	0,001	0,02	0,005
4	He обн.	He обн.	0,01	0,006	0,02	0,008
5	He обн.	He обн.	0,01	0,001	0,02	0,008
6	He обн.	He обн.	He обн.	0,003	0,03	0,01
7	He обн.	He обн.	0,01	0,001	0,02	0,006

венно зависят от форм нахождения последних в исследуемых объектах и в особой сложности полного коллектирования платиноидов в свинцовый сплав на стандартном оборудовании. Химические методы определения платиновых металлов при всей надежности не позволяют выполнять серийный анализ больших представительных проб. Комбинированный (пробирно-химикоспектральный) метод анализа предполагает проведение пробирной плавки не в качестве основного способа концентрирования платиновых металлов, а как основного приема подготовки проб для получения двух равноправно анализируемых в дальнейшем продуктов: серебряного королька и шлака с относительно равномерным распределением платиновых металлов.

Для серии проб, характеризующих хромитовые руды двух разных месторождений Урала с изученными формами нахождения платиноидов, определены содержания платины и палладия тремя разными методами: пробирно-спектральным (Гинзбург, 1972), спектрально-химическим (Рубинович и др., 1976), комбинированным (Карус и др., 1979а). Установлено, что пробирно-спектральный метод определения платиновых металлов в наибольшей мере зависит от соотношения собственно минеральной и примесной форм, нахождения платиноидов (табл. 11, рис.

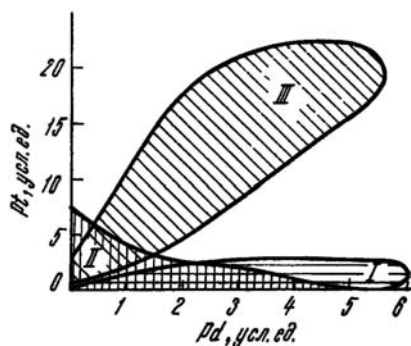


Рис. 119. Поля содержаний платины и палладия в исследованных пробах хромитовых руд, по данным разных методов.

I — пробирно-спектральный; II — химико-спектральный; III — комбинированный.

119). Эффект шлакования платиновых металлов в исследованных хромитовых рудах достигал по платине 80–90 %, по палладию 50–60 %. Существенное занижение содержаний платиноидов, наряду с недостаточной чувствительностью данного метода, приводит в 70–80 % проб к недопустимому искажению и потере большей части геохимической информации. При спектрально-химическом определении платиновых металлов осложняющим фактором является стандартно малая (1–5 г) величина навески, способствующая максимальному выявлению природной неоднородности анализируемого материала. Большая дисперсия получаемых значений содержаний платиноидов для отдельных проб и типов руд требует выполнения многих серий анализов для расчета эффективных средних значений и обоснованного прогнозирования.

Комбинированный метод анализа сводит к минимуму влияние рассмотренных осложняющих факторов, но требует максимальной чистоты опыта. Применение его дало возможность анализировать большие (100–200 г) представительные навески. Метод позволил проводить анализ хромитовых руд различного состава вне зависимости от соотношения в них форм нахождения платиновых металлов. Представительность полученной этим методом информации по двум исследованным хромитовым месторождениям подтверждена результатами последующих технологических испытаний, что позволило рекомендовать комбинированный метод анализа как наиболее надежный при геохимических исследованиях и формационно-прогнозной оценке хромитовых руд и высокохромистых гипербазитов в отношении платиновых металлов (Волченко и др., 1981).

Широкое применение методов рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) обусловлено характером выделений в хромитовых рудах и гипербазитах минералов тяжелых цветных и благородных металлов, большинство зерен которых имеет размер от 1–5 до 20–40 мкм. Уверенная диагностика таких минеральных зерен обычными оптическими методами часто невозможна. Изучение форм нахождения благородных металлов в сульфидных концентратах и других продуктах флотационного обогащения хромитовых руд также практически невозможно без применения методов рентгеноспектрального микроанализа, так как, по последним данным, большие количества платиновых металлов могут входить в сульфиды и сульфоарсениды железа, никеля, кобальта. Исследования проводились в рентгеноспектральной группе Института геологии и геохимии на приборе JXA-5 (операторы-аналитики Б. Л. Вигоров, В. А. Гмыра). В качестве эталонов использованы монокристаллы чистых металлов и синтетические соединения с известным составом, полученные в Институте металлургии АН СССР, а также природные соединения известного состава. Измерение концентраций элементов производилось при ускоряющем напряжении. Чувствительность определения содержаний благородных и тяжелых цветных металлов 0,03–0,15 мас.%. Исследовано 10 полированных шлифов и 15 цементационных препаратов. Для 25 минеральных фаз выполнен количественный анализ, для пяти – приближенно-количественный анализ методом измерения в одной точке и путем записи интегральных профилей. Для всех минералов, исследованных на количественном уровне, изучено распределение основных компонентов в пределах кристаллических зерен; для пяти минералов записаны полные спектрограммы состава.

При изучении концентратов, извлеченных из хромитовых руд раз-

ного типа, рентгеноспектральный микроанализатор работал в режиме сканирующего микроскопа, при этом вся площадь цементационных полированных шлифов исследована на предмет выявления как собственных минералов благородных металлов, так и минералов, содержащих их примеси в существенных количествах.

Использование методов РСМА позволило впервые выявить в хромитовых рудах Полярного Урала собственные акцессорные минералы платиновых металлов и серебра, а также охарактеризовать эволюцию состава сульфидной минерализации в процессе становления и метаморфизма массива Рай-Из.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ГИПЕРБАЗИТАХ И ХРОМИТОВЫХ РУДАХ

Геохимическое распределение благородных металлов в рудах и горных породах

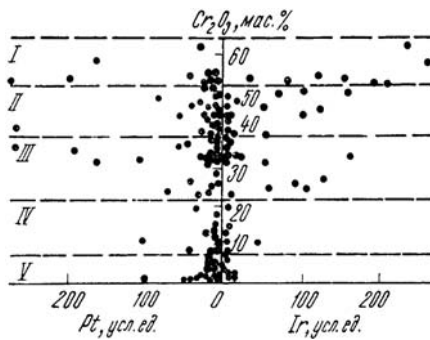
Выполнено около 500 анализов различными методами в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР, в лаборатории благородных металлов института «Уралмеханобр» и лаборатории ядерного анализа ЦКЛ ПГО «Уралгеология». Дополнительная информация о геохимическом поведении платиноидов и золота получена при изучении их распределения во всех продуктах обогащения хромитовых руд и при исследовании сульфидной минерализации в рудах, горных породах и концентратах.

Платина. Средние значения по типам горных пород изменяются от 15 мг/т в гарцбургитах и гарцбургитах с сетчатыми жилами и полосами дунитов до 20 мг/т в пегматоидных дунитах зон перехода к краевому полосчатому комплексу и сопряженных с ними убогих (редковкрапленных) хромитовых рудах и до 30 мг/т в породах полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Максимальные содержания платины установлены в клинопироксенитах (до 50–70 мг/т) и пегматоидных дунитах (до 100 мг/т). Отметим, что рудовмещающие дуниты хромитоносных зон и клинопироксеновые дуниты краевого полосчатого комплекса содержат близкие количества платины: 20 и 30 мг/т соответственно.

Содержание платины в хромитовых рудах варьирует в более широких пределах: от 5–10 до 200–300 мг/т. Появление отдельных, повышенных, «аномальных» содержаний платины характерно для всех типов хромитовых руд – от бедновкрапленных до сплошных (рис. 120). Однако частота встречаемости таких значений возрастает к сплошным рудам, что и определяет рост средних значений содержаний платины по выборкам для типов руд от 25 мг/т в бедновкрапленных до 40 мг/т в средне- и густовкрапленных и 55 мг/т – в сплошных хромитовых рудах. В суммарной выборке по рудам (около 50 анализов) более 70 % проб содержат менее 50 мг/т платины. Для двух крупнообъемных проб, представительных характеризующих главные типы хромитовых руд Рай-Иза, размах содержаний платины составил 10–140 и 5–70 мг/т. Рассчитанные на основе серийного анализа всех продуктов обогащения крупнообъемных проб ожидаемые содержания платины в исходной руде, т. е. в бедновкрапленных и средне-бедновкрапленных рудах, составляют 10–20 мг/т.

Рис. 120. Распределение содержаний платины и иридия в различных типах хромитовых руд и рудовмещающих дунитов.

I—IV — типы руд: I — густовкрапленные, II — средневкрапленные, III — бедновкрапленные, IV — редко-вкрапленные; V — дуниты.



Содержание платины в рудообразующих и акцессорных хромшпинелидах (обогащенные фракции) изменяется соответственно от 5–10 до 100–166 мг/т и от 5–10 до 50 мг/т. Такая картина подтверждает общие тенденции ее распределения в хромитовых рудах и хорошо увязывается с установленным присутствием микронных включений собственных минералов платиновых металлов в рудных и акцессорных хромшпинелидах.

Палладий. Основные особенности распределения палладия заключаются в нарастании его содержаний от гарцбургитов и гарцбургитов с сетчатыми жилами дунитов (5 мг/т) к пегматоидным дунитам хромитоносных зон (7 мг/т), дунитам зон перехода к краевому полосчатому комплексу (~10 мг/т) и породам полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (20 мг/т). Максимальные содержания палладия характерны для оливиновых и безоливиновых клинопироксенитов — 30–40 мг/т. Редковкрапленные хромитовые руды зон перехода к краевому полосчатому комплексу, как и залегающие внутри этого комплекса, резко отличаются от редко- и бедновкрапленных руд собственно хромитоносных зон постоянным присутствием палладия в количестве около 5 мг/т. Анализ фракций акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов выявляет аналогичные различия. Можно говорить о сходстве геохимического распределения палладия и платины в гипербазитах Рай-Иза.

Для хромитовых руд типичны устойчиво низкие содержания палладия, которые практически одинаковы во всех типах руд и составляют ~3 мг/т. Размах содержаний палладия невелик: от 1 до 8–10 мг/т. Исключение — контактовые части рудных тел и приконтактные дуниты, часто содержащие повышенную вкрапленность хромшпинелидов и сульфидов. В них размах содержаний палладия возрастает (1–30 мг/т), и средние содержания по выборке «контактные зоны» составляют 7 мг/т. По крупнообъемным пробам содержания палладия изменяются в очень узких пределах: 2–6, 1–3 мг/т. Эти значения хорошо согласуются с расчетными балансовыми содержаниями для хромитовых руд, по данным технологических исследований, составляющими 3–4 и 3–6 мг/т. Содержание палладия в рудообразующих хромшпинелидах постоянно менее 1 мг/т, что соответствует данным других исследователей (Crockett, Chyi, 1972) и объясняет высокое извлечение палладия в концентраты, несмотря на крайне низкое его содержание в рудах.

Родий. В гипербазитах родий содержится в очень малых количествах. Чувствительности основного (спектрально-химического) метода его определения 5 мг/т в большинстве случаев не хватает для корректного обстоятельного рассмотрения геохимического поведения этого элемента. Поэтому мы вынуждены ограничиться обсуждением результатов определения родия комбинированным методом. В гарцбургитах,

гарцбургитах с сетчатыми жилами дунитов, дунитах хромитоносных зон и пегматоидных дунитах зон перехода к краевому полосчатому комплексу содержатся небольшие и близкие количества родия — около 5 мг/т, в дунитах полосчатого комплекса — 2 мг/т. Минимальные содержания (1–2 мг/т) присущи верлитам и клинопироксенитам краевого полосчатого комплекса.

Хотя при исследовании распределения родия в хромитовых рудах также возникали определенные методические трудности, отчетливо прослежена тенденция возрастания его содержаний от редко- и бедновкрапленных руд (5–6 мг/т) к средне-густовкрапленным (7–10 мг/т) и сплошным хромитовым (15 мг/т). При этом все повышенные содержания родия (до 30–50 мг/т) встречены в густовкрапленных и сплошных хромитовых рудах. Учитывая небольшой размах варьирования содержаний родия в рудах, можно считать, что существует тесная связь между содержаниями родия и главных шпинелеобразующих окислов (Grimaldi, Schnepfe, 1969), которая может быть количественно оценена при условии резкого повышения чувствительности метода его определения. Содержание родия в крупнообъемных пробах бедновкрапленных руд составляет менее 5 мг/т. Однако расчетные данные по одной из этих проб, полученные на основании баланса распределения родия по всем продуктам обогащения, соответствуют 7 мг/т. Если учитывать доказанную принципиальную возможность концентрирования родия из хромитовых руд Рай-Иза, то обе приведенные цифры, скорее, характеризуют нижний предел содержаний этого элемента в рудах.

Иридий. Чувствительности основного метода определения иридия (10 мг/т) явно недостаточно для выяснения особенностей его распределения в различных типах пород. Сглаженная оценка «менее 10 мг/т», полученная для всех типов гипербазитов, свидетельствует лишь о весьма низких содержаниях иридия во всех без исключения типах пород. Показательно, что аналогичные значения содержаний иридия получены и для аксессуарных хромшпинелидов.

Распределение иридия в различных типах руд характеризуется нарастающей от бедновкрапленных к сплошным рудам вариабельностью содержаний (см. рис. 120), которая лишь отчасти может быть обусловлена аналитическими «шумами». Синхронное увеличение размаха содержаний иридия и его средних значений по типам хромитовых руд, возможно, отражает реальную неравномерность распределения, обусловленную собственными минеральными формами нахождения иридия в рудах. Среднее содержание иридия в бедновкрапленных рудах около 10 мг/т, в средневкрапленных 35 мг/т, густовкрапленных 50 мг/т, сплошных хромитовых рудах 75 мг/т. Оценка иридиенности хромитовых руд по крупнообъемным типовым пробам дает содержания 90 и 50 мг/т. Балансовые значения для иридия по результатам опытов с теми же пробами 53–62 и 58–120 мг/т. Достаточно близкие результаты всех выполненных оценок в сочетании с установленным присутствием в рудах собственных минералов иридия делают понятной основную тенденцию распределения иридия в хромитовых рудах.

Осмий. Содержание осмия в гипербазитах невелико. В гарцбургитах оно 20 мг/т, в рудовмещающих пегматоидных дунитах с повышенной вкрапленностью хромшпинелида 35 мг/т, в ассоциирующих с ними редковкрапленных хромитовых рудах содержание осмия достигает 60 мг/т, сближаясь с уровнем содержаний этого элемента в дунитах

зон контакта с рудой. Содержание осмия в аксессуарных хромшпинелидах закономерно уменьшается от рудовмещающих дунитов (40–70 мг/т) к редковкрапленным рудам и пегматоидным дунитам зон перехода к краевому полосчатому комплексу (20–30 мг/т) и дунитам краевого полосчатого комплекса (20 мг/т и менее).

Для распределения осмия в рудах намечаются две главные тенденции. Во-первых, основное количество осмия приходится на хромшпинелиды, причем шпинелиды бедновкрапленных руд содержат его около 100 мг/т, в то время как шпинелиды густовкрапленных и сплошных – в 2–3 раза больше. Во-вторых, содержание осмия в рудах возрастает по мере увеличения густоты вкрапленности хромшпинелида, достигая одновременно максимальных концентраций и изменчивости содержаний в густовкрапленных и сплошных хромитовых рудах. Так, в многократно проанализированной пробе густовкрапленных руд содержание осмия изменяется от 100 до 580, в среднем 200 мг/т. В крупнообъемных пробах, характеризующих средне-бедновкрапленные руды Рай-Иза, осмия 140 и 110 мг/т. Рассчитанные на основе анализа всех продуктов обогащения крупнообъемных проб ожидаемые содержания осмия в этих пробах соответственно 140 и 90 мг/т.

Наличие функциональной зависимости между содержаниями осмия в хромитовых рудах и гипербазитах, с одной стороны, и содержаниями осмия в хромшпинелидах различного состава – с другой, предполагает весьма низкие его содержания во всех разностях пород краевого полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса.

Рутений. Распределение рутения в гипербазитах Рай-Иза сложное. Содержание его в гарцбургитах сильно варьирует (30–200 мг/т). В рудовмещающих пегматоидных дунитах с повышенной вкрапленностью хромшпинелида содержится от 40 до 80 мг/т рутения, а в ассоциирующих с ними редковкрапленных хромитовых рудах количество его близко к таковому в густовкрапленных и сплошных рудах. Обогащенные фракции хромшпинелидов из рудовмещающих дунитов содержат 60–80 мг/т рутения, из редковкрапленных руд в пегматоидных дунитах зон перехода к полосчатому комплексу 50–70 мг/т, из дунитов полосчатого дунит-клинопироксенитового комплекса 10–100 мг/т. Вероятно, сложная картина распределения рутения в значительной мере определяется разнообразием форм его нахождения в горных породах.

Основные моменты поведения рутения в хромитовых рудах аналогичны осмию. Основная часть рутения связана с хромшпинелидами, густовкрапленные и сплошные руды содержат до 200 мг/т и более рутения. Однако, вероятно, рутений в большей мере, чем осмий, склонен к образованию в рудах собственных минералов, что и обусловило более сложную модель его распределения. В то время как обычный уровень содержаний рутения в обогащенных фракциях хромшпинелидов составляет от 40 до 200 мг/т, отдельные фракции содержат до 1 г/т рутения. Аномальные концентрации выявлены и в рудовмещающих дунитах, содержащих повышенную вкрапленность сульфидов. Появление таких «ураганных» проб, очевидно, объяснимо лишь присутствием собственных минералов рутения. Содержание рутения в крупнообъемных пробах средне-бедновкрапленных руд 170 и 55 мг/т. Ожидаемые балансовые содержания рутения в этих пробах значительно ниже: 82 и 37 мг/т.

Золото. В гипербазитах содержится в очень небольших количествах и распределено относительно равномерно: гарцбургиты и хромито-

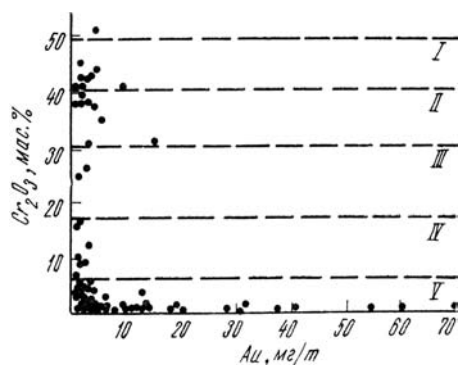


Рис. 121. Распределение содержаний золота в различных типах хромитовых руд и рудовмещающих дунитов.

I—V — то же, что на рис. 120.

носные дуниты — 3–4 мг/т, породы дунит-клинопироксенитового полосчатого комплекса — 2–4 мг/т.

Все повышенные и аномальные содержания золота, которые создают кажущуюся картину неоднородности распределения его

(рис. 121), строго локализованы в узких зонах контактовых дунитов, где на границах с хромитовыми рудными телами часто отмечаются хлорит-карбонатные прожилки, участки осветления пород и повышенная вкрапленность сульфидов. Выполненные на основе 90 анализов расчеты распределения золота в дунитах дали следующие результаты: общее среднее содержание (X) золота в дунитах 7 мг/т, рядовые дуниты без учета проб из контактовых зон — 4 мг/т, дуниты приконтактных зон с локально проявленной сульфидной минерализацией — 11 мг/т.

Золото в хромитовых рудах присутствует в небольших количествах (от 1 до 10 мг/т), причем распределено оно в различных типах руд относительно равномерно. Средние содержания по типам изменяются от 5 в бедновкрапленных рудах, 7 в средневкрапленных до 3 мг/т в сплошных хромитовых рудах. Отдельные повышенные содержания золота (до 20–65 мг/т) встречаются во всех типах хромитовых руд, характеризуя пробы, отобранные из контактовых частей рудных тел, где часто присутствует повышенная вкрапленность сульфидов. Крупнообъемные пробы средне-бедновкрапленных руд содержат от 5–7 до 17 мг/т и от 6 до 20–30 мг/т золота. Ожидаемые содержания в этих пробах, по расчетам балансов, соответственно 13–15 и 17–18 мг/т. Ощутимые различия в оценке уровня содержаний золота в хромитовых рудах, скорее всего, объясняются различием использованных методов определения элемента. При этом минимальные значения содержаний соответствуют методу НАА, средние — спектрально-химическому методу, максимальные — пробирно-спектральному.

Специализация гипербазитов и хромитовых руд в отношении платиновых металлов

Главная особенность платиноносности исследованных разрезов комплекса заключается в отсутствии сопряженности геохимической специализации гипербазитов и хромитовых руд в отношении платиноидов (Волченко и др., 1981). Гарцбургиты, дуниты, породы эндоконтактного полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса имеют однотипную палладиево-платиновую специализацию (рис. 122). Отношение платины к палладию в гипербазитах изменяется незначительно, увеличиваясь от гарцбургитов к клинопироксенитам от 1–1,5 до 2. Доля платины и палладия в общем балансе платиноидов соответственно возрастает с 2/5 до 3/4. Относительная бедность всех разновидностей гипербазитов иридием фиксируется высоким отношением платины

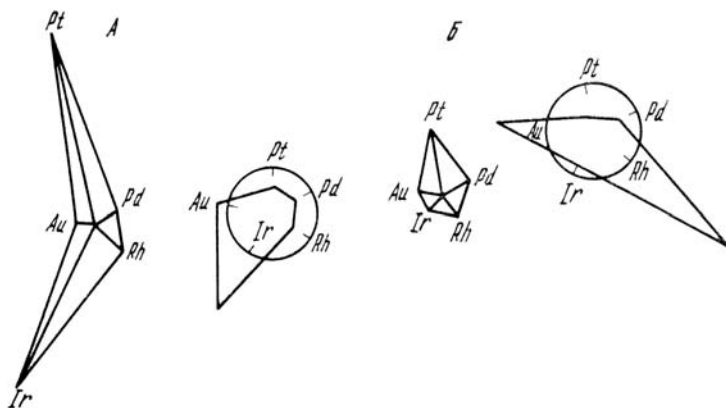


Рис. 122. Свернутые геохимические спектры хромитовых руд (А) и дунитов (Б), построенные по абсолютным значениям и сопоставленные с формационными средними данными по платиновым металлам.

к сумме платины и иридия, 0,75–0,9. Гипербазиты характеризуются следующим рядом уменьшения содержаний платиноидов: платина, палладий, рутений, осмий, иридий, родий. Такая картина геохимического распределения платиноидов может быть прослежена в гипербазитах, находящихся на значительном удалении от месторождений (залежей) хромитовых руд, что подтверждают результаты исследований Е. Е. Лазько (Лазько и др., 1981 а, б) и Пейджа (Page et al., 1983), выполненных для соседнего Войкарского массива. По мере приближения к рудным залежам и особенно непосредственно в контактовых с ними зонах распределение платиноидов усложняется, и геохимическая специализация дунитов и гарцбургитов имеет противоречивый характер вследствие крайне неравномерного распределения платины, палладия, рутения и родия. Пестрая картина геохимических аномалий приконтактных зон, накладывающаяся на общие устойчивые тенденции распределения платиноидов, несет, очевидно, лишь дополнительную информацию о поздних процессах разделения платиновых металлов при формировании хромитовых руд, метаморфизме гипербазитов и руд. Необходимо отметить, что тесно связанные с формированием гипербазитовой серии зонки повышенной вкрапленности хромшпинелидов и редковкрапленных руд, жилы и шширы сегрегационного типа, залегающие в пегматоидных дунитах переходных зон и краевом полосчатом комплексе, имеют палладиево-платиновую специализацию.

Геохимическая специализация всех типов вкрапленных и сплошных хромитовых руд определяется тугоплавкими платиноидами — осмием, рутением, иридием, которые составляют 80–90 % от количества содержащихся в них платиновых металлов, в то время как на платину и палладий приходится не более 10–13 % (рис. 123). В целом для руд типичен следующий ряд убывания содержаний платиновых металлов: осмий, рутений, иридий, платина, родий, палладий. Распределение платиновых металлов в рудах неравномерно, но выявляется отчетливая тенденция накопления тугоплавких платиноидов по мере возрастания количества хрома в рудах (рис. 124), что согласуется с установленными высокими содержаниями осмия, рутения и иридия в рудообразующих хромшпинелидах. Максимальные содержания платиноидов уста-

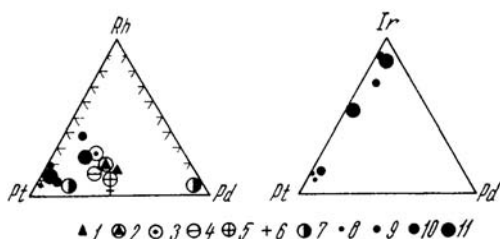


Рис. 123. Диаграмма отношений содержаний платиновых металлов в гипербазитах и хромитовых рудах альпинотипных хромитоносных комплексов Урала.
 1 — гарцбургиты (11 ан.); 2 — дуниты (27 ан.); 3 — дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов и убогие руды (14 ан.); 4 — дуниты зон перехода к полосчатому комплексу и дуниты полосчатого комплекса (8 ан.); 5 — верлиты, клинопироксениты (6 ан.); 6 — жильные пироксениты (2 ан.); 7 — дуниты контактовых зон с хромитовой рудой, несущие повышенную вкрапленность сульфидов (6 ан.); 8—11 — соответственно бедновкрапленные, средневкрапленные, густовкрапленные и сплошные хромитовые руды (5, 13, 25 и 21 ан.).

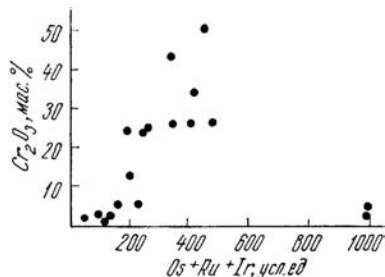


Рис. 124. График зависимости содержаний тугоплавких платиноидов и хрома в хромитовых рудах.

новлены в густовкрапленных и сплошных рудах, а среди последних — в приконтактовых зонах рудных тел, участках деформаций и метаморфизма руд. Сопоставляя распределение платиноидов в гипербазитах, рудах, рудообразующих и акцессорных хромшпинелидах, можно отметить противоположный характер основных тенденций поведения таких элементов, как платина, палладий, иридий, осмий, что и обуславливает двойственную геохимическую специализацию рассматриваемого комплекса в отношении платиноидов. Резкое различие специализации у образований, генетическая сопряженность которых бесспорна, предполагает существенное контрастное фракционирование платиновых металлов уже на ранней стадии процессов формирования рудоносных альпинотипных комплексов. Дальнейшее разделение платиновых металлов и их относительное накопление происходило, очевидно, в рамках двух отдельных процессов — порообразования и рудообразования. Позднейший метаморфизм и комплементарная локальная гидротермальная мобилизация платиновых металлов усложнили распределение и формы нахождения платиновых металлов в гипербазитах и хромитовых рудах Рай-Иза.

Как известно, платиновые металлы — типоморфные элементы гипербазитов и базитов. Особая информативность их связана с характерными устойчивыми трендами фракционирования в процессе трансформации вещества мантии и эволюции магм различной основности, на что обращали внимание многие исследователи (Юшко-Захарова, 1975; Crocket, 1979). Нами использованы данные по распределению платиноидов в ряде рудоносных габбро-гипербазитовых комплексов Урала для обсуждения проблемы генетического единства дунитов различных формаций и решения вопроса о формационной принадлежности дунит-верлит-клинопироксенитовых полосчатых серий альпинотипных комплексов.

Развиваемые представления о существенно платиновой специализации пород и руд альпинотипных комплексов (Фоминых, Хвостова, 1970; Пинус и др., 1973; Юшко-Захарова, 1975; Хвостова и др., 1976), как и выводы о конвергентности геохимической и металлогенической

специализации дунитов альпинотипных и зональных комплексов в отношении платиноидов (Фоминых, Хвостова, 1970), противоречат результатам классических исследований (Высоцкий, 1923; Иванов, 1944) и нашим материалам. Мы рассмотрели давний спор о специализации уральских дунитов на основе материалов, собранных нами по четырём альпинотипным и девяти зональным массивам, всего более 100 проб (рис. 125). За вычетом анализов, отвечающих дунитам контактовых зон, все альпинотипные дуниты формируют на диаграмме вполне определенное поле, характеризующее их палладиево-платиновую специализацию. Дуниты зональных комплексов формируют свое компактное поле, подчеркивающее их собственно платиновую специализацию. Аномальное по отношению к рассмотренной диаграмме положение большинства точек, отвечающих анализам проб, на основе которых и был сформулирован вывод о тождественности геохимической специализации альпинотипных и зональных комплексов (Фоминых, Хвостова, 1970), при условии корректности данных анализов, предполагает экзотический характер тестированных геологических ситуаций.

Металлогеническая специализация дунитов из разных формаций сопоставлена на основе изучения крупнообъемных проб. Из альпинотипных дунитов, имеющих платино-палладиевую специализацию при отношении платины к палладию 0,5—1, извлечены платино-палладиевые концентраты при коэффициенте концентрирования около 100 и отношении платины к палладию 0,3—0,5. Из дунитов зональных комплексов, имеющих платиновую геохимическую специализацию при отношении платины к палладию более 50, получены платиновые концентраты при коэффициенте концентрирования более 30 и отношении платины к палладию более 100.

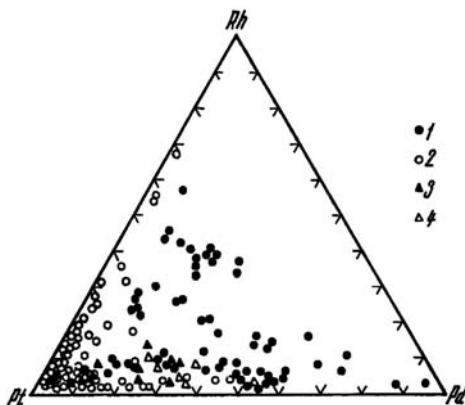
Установленное нами относительно повышенное содержание палладия в реститогенных гипербазитах офиолитовых ассоциаций имеет глубокий смысл и непосредственно сопряжено с минимальными содержаниями этого элемента в толеитах срединно-океанических хребтов, что отличает последние от всех других базальтов (Crocket, 1979).

Полосчатые дунит-верлит-клинопироксенитовые серии, часто присутствующие в краевых частях альпинотипных комплексов Урала, относились к производным дунит-клинопироксенит-габбровой формации (Заварицкий, 1932) и сопоставлялись с полосчатыми сериями зональных комплексов платиноносного пояса Урала (Варлаков, 1978 а, б). Предполагаемая структурная совмещенность разноформационных образований в единых комплексах имеет конкретные металлогенические следствия.

Полученные данные по дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовым сериям зональных комплексов однозначно указывают на их

Рис. 125. Диаграмма сопоставления отношений содержаний платиновых металлов в дунитах альпинотипных и платиноносных комплексов Урала.

1, 2 — дуниты альпинотипных и платиноносных комплексов; 3, 4 — то же, по данным В. Г. Фоминых, В. П. Хвостовой (1980).



сквозную платиновую специализацию, при этом для всех членов серии характерно устойчивое высокое отношение платины к палладию: 5–10 и более. Аномальное повышение содержаний палладия в этих сериях отмечено лишь для самых поздних локальных образований (пегматоидных пироксенит-хромтитаномагнетитовых жил и косьвитов с хромистым титаномагнетитом), в которых отношение платины к палладию снижается до 2–1.

Многочисленные анализы пород краевых полосчатых дунит-верлит-клинопироксенитовых серий альпинотипных комплексов выявляют их палладиево-платиновую специализацию при постоянно повышенном содержании палладия и отношении платины к палладию 1–2. Стабильные существенные различия в абсолютных содержаниях и относительной доле палладия позволяют считать данный элемент дескриптором при формационном анализе дунит-верлит-клинопироксенитовых серий.

Близость геохимического облика дунит-гарцбургитовой и краевой дунит-верлит-клинопироксенитовой серий альпинотипных комплексов по металлам платиновой группы, наряду с собранными материалами по геологии и структурной позиции этих серий, свидетельствует об однородности их геологического и геохимического полей, т. е. о том, что происхождение и эволюция краевых полосчатых серий альпинотипных массивов сопряжены с эволюцией дунит-гарцбургитовых серий.

Глава IX

СУЛЬФИДНАЯ И САМОРОДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГИПЕРБАЗИТАХ И ХРОМИТОВЫХ РУДАХ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Сульфидная минерализация в гипербазитах Полярного Урала изучена слабо, а при исследовании хромитовых руд ей практически не уделялось внимания. В литературе иногда встречаются сведения о проявлениях бедновкрапленных сульфидных руд в клинопироксенитах южной части Рай-Иза и серпентинитах зоны меланжа – северной, о наличии сульфидной вкрапленности в метагаббро северной части Войкарского массива и о присутствии отдельных хромитопоявлений с заметной вкрапленностью сульфидов (Савельев, Савельева, 1969).

Нами исследованы образцы из семи различных участков массива Рай-Из из обнажений и по керну скважин. Дополнительные материалы получены при изучении концентратов, извлеченных из типовых крупнообъемных проб хромитовых руд участка Центральный.

Сульфидная минерализация распространена в небольших количествах во всех типах гипербазитов и хромитовых руд. Содержания сульфидов, как правило, очень невелики – первые сотые – первые десятые процентов. Размеры выделений небольшие: от 1–10 до 100–300 мкм, иногда до 1–1,5 мм; наиболее обычны зерна 10–30 мкм.

В хромитовых рудах содержание сульфидов колеблется от 0,005 до 0,05 об.%, причем количество их (и размеры выделений) уменьшается по мере увеличения густоты вкрапленности зерен хромшпинелидов, достигая минимума в густовкрапленных и сплошных разностях хромитовых руд. Наибольшие содержания сульфидов в рудах отмечаются в эндоконтактных зонах рудных тел, где их мелкие зернышки локализованы в серпентинитовых прожилках цемента руд, реже на контактах рудных зерен с цементом и в виде тончайших округлых включений внутри последних.

Выделения сульфидов в рудах – чаще всего одно-, двухфазные, редко полифазные образования. Размеры выделений весьма тонкие, большая часть их не достигает и 10 мкм. Парагенезис минералов определяется различными сульфидными никеля, железа, меди.

В рудовмещающих гипербазитах сульфидными относительно обогащены приконтактные зоны, наиболее сильно серпентинизированные участки дунитов, а также локальные зоны поздних черных антигоритовых серпентинитов, несколько удаленные от рудных тел. Сульфидная вкрапленность в рудовмещающих гипербазитах локализуется главным образом в прожилках петельчатого серпентина и антигорита, реже

на границах зерен акцессорного хромшпинелида в связи с магнетитовой оторочкой вокруг последних, очень редко — в виде тончайшей вкрапленности в зернах оливина и хромшпинелида. В серпентиновых прожилках часто видно, что сульфиды замещают мелкие зернышки метаморфогенного магнетита. Относительно наиболее крупные зерна сульфидов приурочены к местам сопряжения и раздувов серпентиновых прожилков. Выделения сульфидов в гипербазитах, как правило, одно-, двухфазные образования, состав которых не зависит от типа пород. В целом содержание сульфидов в гипербазитах на порядок выше, чем в хромитовых рудах, а средний размер выделений — в 3–5 раз больше. Парагенезис минералов определяется разнообразными сульфидными железом, никелем, медью.

СОСТАВ СУЛЬФИДНОЙ И САМОРОДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ГИПЕРБАЗИТАХ

По относительной распространенности в дунитах и гарцбургитах сульфидные и самородные минералы образуют следующий ряд убывания: пирит, пентландит, самородная медь, хизлевудит, миллерит, халькопирит, пирротин.

Пирит (FeS_2) присутствует в большинстве исследованных образцов, слагает кристаллические зерна и сростки размером от 5–10 до 100–300 мкм. Сечения отдельных мелких зерен пирита имеют форму треугольника и прямоугольника; крупные кристаллические сростки зерен всегда полигональной и неправильной формы. Тонкая вкрапленность и цепочечные агрегаты зерен пирита обычно приурочены к серпентиновым прожилкам, а также к краевым частям зерен хромшпинелида и магнетита, где он нарастает на эти минералы. Реже пирит в виде изолированных зерен встречается в центральных частях кристаллических зерен хромшпинелида и оливина. Выделения пирита — обычно однофазные образования, но встречены его сростки с пентландитом и самородной медью.

Пентландит наблюдается реже, но является типичным сульфидным минералом гипербазитов. Он образует зерна изометричной неправильной, часто извилистой формы, размеры которых изменяются от 5–10 до 200–400 мкм. Обычно пентландит приурочен к серпентиновым агрегатам и прожилкам, реже находится на контакте зерен хромшпинелида с силикатными минералами. По составу пентландит из гипербазитов резко отличается от пентландита из хромитовых руд большей железистостью, меньшей медистостью и более высокими содержаниями кобальта (табл. 12, 13). Пентландит образует и изолированные зерна, но для него более характерен парагенезис с пиритом, халькопиритом, самородной медью.

Медь самородная — достаточно широко распространенный минерал дунитов и гарцбургитов. Образует изолированные выделения среди силикатных минералов и полифазные сростки с другими рудными минералами. Морфологически очень разнообразна. Слагает тончайшие «контурные» прожилки в серпентиновых шнурах и крупные зерна полигональной, ветвистой и червеобразной формы. Размеры выделений колеблются от нескольких до 100–200 мкм, причем максимальные зерна встречены в поздних антигоритовых серпентинитах. По составу самородная медь из гипербазитов отличается от самородной меди из хромитовых руд повышенным содержанием основных элементов-примесей:

Состав сульфидных и самородных минералов в хромитовых рудах участка Центральный, мас.%

№ п. п.	Минерал и формула	Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма
1	Пирит FeS ₂	46,4	He обн.	He обн.	0,12	52,4	98,9
2	Пирит FeS ₂	40,0	0,04	0,05	0,06	52,1	92,3
3	Пирит FeS ₂	44,7	0,44	0,05	0,29	52,0	97,1
4	Пирит Fe _{1-x} S ₂	45,7	0,04	0,02	0,05	52,0	97,8
5	Пирит Fe _{1-x} S ₂	45,2	0,05	0,12	He обн.	55,1	100,5
6	Пирит никелевый (Fe, Ni) S ₂	45,3	1,5	0,02	0,09	51,5	98,4
7	Хизлевудит (Ni, Fe) ₃ S ₂	0,7	71,5	0,02	0,19	26,0	98,4
8	Хизлевудит (Ni, Fe) ₃ S ₂	0,6	73,5	0,04	0,23	26,2	100,6
9	Хизлевудит Ni ₃ S ₂	0,05	73,7	0,04	0,18	25,5	99,5
10	Хизлевудит (Ni, Fe) ₃ S ₂	0,6	71,0	0,10	0,23	26,4	98,3
11	Пентландит (F, Ni, Cu, Co) ₉ S ₈	30,2	30,9	0,68	0,88	32,7	95,4
12	Медь самородная (Cu, Fe, Ni...)	0,8	0,2	0,02	94,1	0,1	95,2
13	Медь самородная (Cu, Fe...)	0,7	0,05	0,04	96,0	0,1	96,9
14	Медь самородная (Cu, Fe...)	0,4	0,09	0,04	95,0	He обн.	95,5
15	Халькопирит Cu, FeS ₂	28,3	He обн.	He обн.	32,2	35,3	95,8
16	Халькопирит Cu, Fe, S ₂	27,5	0,04	0,03	31,2	34,8	93,6

железа, никеля, кобальта. Внутреннее строение зерен неоднородно, что обусловлено наличием тонких, по-видимому, реликтовых включений сульфидов железа, меди, никеля, определяющих высокий фон самородной меди по сере. Характерен парагенезис самородной меди с пентландитом, халькопиритом, магнетитом, причем во всех этих сростаниях самородная медь — наиболее позднее образование, формирует каймы, псевдоморфозы, вrostки по трещинкам и т. д.

Хизлевудит и халькопирит — характерные второстепенные минералы рудовмещающих гипербазитов. Хизлевудит слагает зерна размером от 5 до 40 мкм неправильной полигональной формы. Располагаются они в серпентине, редко в зернах оливина, обычно изолированные, но встречаются сростки хизлевудита с магнетитом. Халькопирит образует зерна и сростки кристаллических зерен изометричной и сложной ветвистой, неправильной формы размером от 10–20 до 100–200 мкм. Обычно встречается в виде сростков с другими минералами (пентландит, пирит), а также с продуктами распада и замещения халькопирита

Таблица 13

**Состав сульфидных и самородных минералов в гипербазитах
участка Центральный, мас.%**

№ п. п.	Минерал и его формула	Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма
1	Пентландит (Fe, Ni, Co) _{9+x} S ₈	39,3	27,1	0,76	0,14	33,0	100,3
2	Пентландит (Fe, Ni, Co) ₉ S ₈	37,7	25,9	0,61	0,25	31,6	96,1
3	Пентландит (Fe, Ni, Co) _{9+x} S ₈	35,6	31,0	0,79	0,13	33,1	100,6
4	Пентландит (Fe, Ni, Co) _{9+x} S ₈	31,3	34,6	1,20	0,11	33,0	100,2
5	(Cu, Fe, Ni) _{1+x} S	19,2	1,6	He обн.	30,8	21,9	73,5
6	Медь самородная (Cu, Fe, Ni...)	2,5	0,37	0,04	97,5	-0,1	100,4
7	Медь самородная (Cu, Fe, Ni...)	2,0	1,5	0,17	98,6	-0,1	102,3

(сложные сульфиды меди, железа и никеля, самородная медь; см. табл. 12, ан. 5–7).

Миллерит и пирротин – редкие минералы. Образуют единичные мелкие (от 5–10 до 20–40 мкм) зерна удлинённой и неправильной полигональной формы. Встречены в виде изолированных выделений в серпентиновых прожилках; сростков с другими сульфидными минералами не выявлено.

**СОСТАВ СУЛЬФИДНОЙ И САМОРОДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ**

В хромитовых рудах присутствует тот же спектр сульфидных и самородных минералов, что и в рудовмещающих гипербазитах, однако в рудах возрастает роль никелевых минералов и появляются собственные минералы благородных металлов. Характеристика отдельных минералов дана в порядке их относительной распространённости по убыванию.

Пирит в хромитовых рудах образует тонкие выделения идиоморфных кристаллических зерен размером от 5–10 до 30 мкм, а также сростки кристаллических зерен размером до 100–200 мкм полигональной или неправильной формы. Выделения пирита находятся в серпентиновых прожилках цемента руд, на контактах зерен хромшпинелида, по трещинам их, редко – в виде включений внутри зерен.

Встречаются две разновидности пирита, отличающиеся составом, свойствами и характером парагенезисов. Первая, более ранняя, представлена никелевым пиритом, содержащим 1–2 никеля, 0,02–0,04 кобальта и около 0,1 мас.% меди. Никелевый пирит характеризуется неравномерным, иногда зональным распределением основных компонентов внутри отдельных кристаллических зерен. Он присутствует в виде изолированных выделений размером от 10 до 50 мкм, которые иногда обрастают обычным пиритом.

Более поздняя и широко распространенная разновидность представлена пиритом выдержанного состава, который характеризуется равномерным распределением основных компонентов внутри кристаллических зерен и содержит низкие и близкие количества никеля и кобальта (0,02–0,05 мас.%) при небольшом (0,05–0,29 мас.%) содержании меди (см. табл. 12).

Для пирита обычен парагенезис с сульфидами меди и железа, самородной медью, магнетитом. Особый интерес представляют сростки пирита с серебряными минералами.

Хизлевудит – второй по распространенности сульфидный минерал руд. Он образует еще более мелкие, чем пирит, яркие анизотропные выделения (1–10 мкм) в серпентине, оливине, хромшпинелиде, представляющие собой кристаллические зерна и сростки удлинённой, прямоугольной, клиновидной и неправильной формы. Более крупные выделения хизлевудита (до 20–40 мкм) крайне редки. Минерал имеет выдержанный состав и характеризуется незначительными количествами примесных компонентов: железа менее 1, меди около 0,2, кобальта 0,02–0,1 мас.% (см. табл. 13). Помимо зерен с равномерным распределением основных компонентов, встречены и зональные зерна хизлевудита с каймами, обогащенными железом, шириной до 5–7 мкм. Для хизлевудита характерен парагенезис с силикатными минералами и магнетитом. Сростков его с другими сульфидными минералами не встречено.

Пентландит – довольно обычный минерал хромитовых руд. Размеры его выделений, представленных отдельными зернами и кристаллическими сростками призматической, изометричной, треугольной и неправильной формы, колеблются от 5–10 до 100 мкм и более. По составу относится к маложелезистой разновидности, содержащей около 1 меди и 0,68 мас.% кобальта (см. табл. 12). Пентландит характеризуется выдержанностью состава и равномерным распределением железа и никеля в пределах отдельных кристаллических зерен. Краевые части зерен пентландита сильно корродированы, что связано с его замещением силикатными минералами на поздних этапах метаморфизма хромитовых руд. Для пентландита обычен парагенезис с магнетитом, халькопиритом, пиритом, самородной медью.

Халькопирит – характерный второстепенный минерал хромитовых руд. Присутствует в виде сыпи очень мелких (около 10 мкм) кристаллических зерен с неправильными коррозионными ограничениями и признаками замещения силикатными минералами, а также образует более крупные кристаллические сростки изометричной, клиновидной и неправильной формы размером от 20 до 100 мкм. Распределение основных компонентов внутри отдельных зерен халькопирита относительно выдержано. Характерен парагенезис с пентландитом, пиритом и самородной медью.

Медь самородная также относится к второстепенным минералам хромитовых руд. Образует довольно крупные (от 30 до 200 мкм) выделения сноповидной, ветвистой и неправильной формы. Встречается в виде изолированных образований, но наиболее характерно сростание с халькопиритом, пентландитом и окисными минералами. В самородной меди постоянно присутствуют небольшие количества железа, никеля, кобальта. Зерна самородной меди характеризуются внутренней неоднородностью, что обусловлено чередованием участков с многочисленными очень тонкими (1–7 мкм) реликтовыми зернами суль-

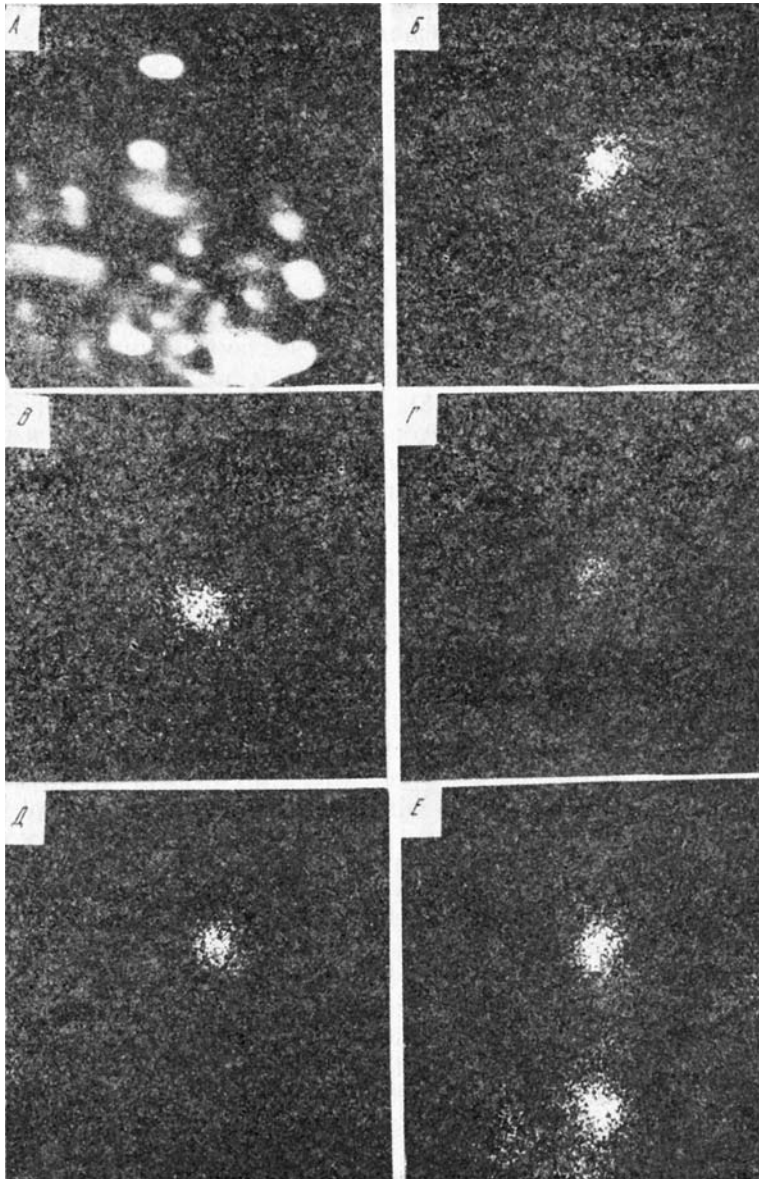
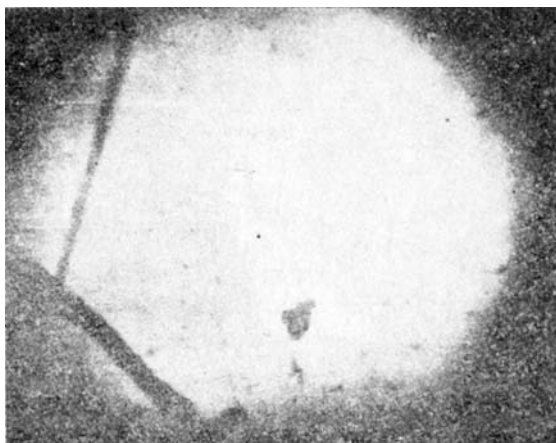


Рис. 126. Лаурит осмиевый в хромитовых рудах Рай-Из. $\times 1000$.
Растровое изображение: *A* — отраженные электроны; *Б–Е* — характеристическое излучение рутения, осмия, иридия, меди, серы соответственно.

Рис. 127. Включение платинистого иридия в хромшпинелиде хромитовых руд. Иммерсионный препарат, $\times 300$.



фидов меди, железа и никеля и участков с достаточно гомогенной чистой самородной медью размером до 20–40 мкм, где реликтовые зерна практически отсутствуют.

Миллерит редок, но, по видимому, не является экзотическим минералом. Однако уверенная оценка его распространенности затруднена

сложностью диагностики вследствие чрезвычайно тонких выделений минерала (менее 10–5 мкм). Зерна миллерита находятся в силикатном цементе руд, как и выделения хизлевудита, магнетита, но, как правило, изолированы от них.

Лаурит осмиевый встречается в виде единичных изометричных овальных и ромбовидных зерен размером от 1 до 10 мкм (рис. 126), находящихся в силикатном цементе руд и краевых частях зерен хромшпинелида. Спектрограммы выявили следующий набор минералообразующих компонентов: рутений, осмий, иридий, медь, никель, железо, сера. Приближенная количественная оценка одного из зерен размером 5 \times 5 мкм показала, мас. %: рутений 30, осмий 25, иридий 5, медь 6, сера 34, никель и железо — десятки доли процента. На основе полученного анализа и оптических свойств выявленный минерал можно отнести к лауритам осмиевым, содержащим повышенные количества меди, с соответствующей формулой $(Ru, Os, Cu, Ir)S'_2$.

Платинистый иридий образует единичные тонкие (1–5 мкм) зерна, имеющие изометричную и прямоугольную форму и находящиеся внутри кристаллических зерен хромшпинелида, а также на контакте этих зерен с силикатным цементом руд (рис. 127). По данным спектрограмм, в минерале присутствуют иридий, платина, осмий, рутений, железо. Количественную оценку состава выполнить не удалось из-за малых размеров выделений. Однако оптические свойства их, наряду с данными спектрограмм, свидетельствуют о присутствии здесь собственных минералов иридия.

Серебро самородное присутствует в виде вростков в пирите, а также в виде каем шириной до 5 и длиной до 20–30 мкм, нарастающих на пирит и сростки пирита с халькопиритом (рис. 128). Кроме серебра в минерале присутствуют медь и железо. Приближенная количественная оценка одного из зерен, нарастающих на пирит, показала, мас. %: серебро 93, медь 2. Поскольку в других исследованных кристаллических зернах медь отсутствовала, можно говорить о наличии в хромитовых рудах собственно самородного серебра и медистого серебра.

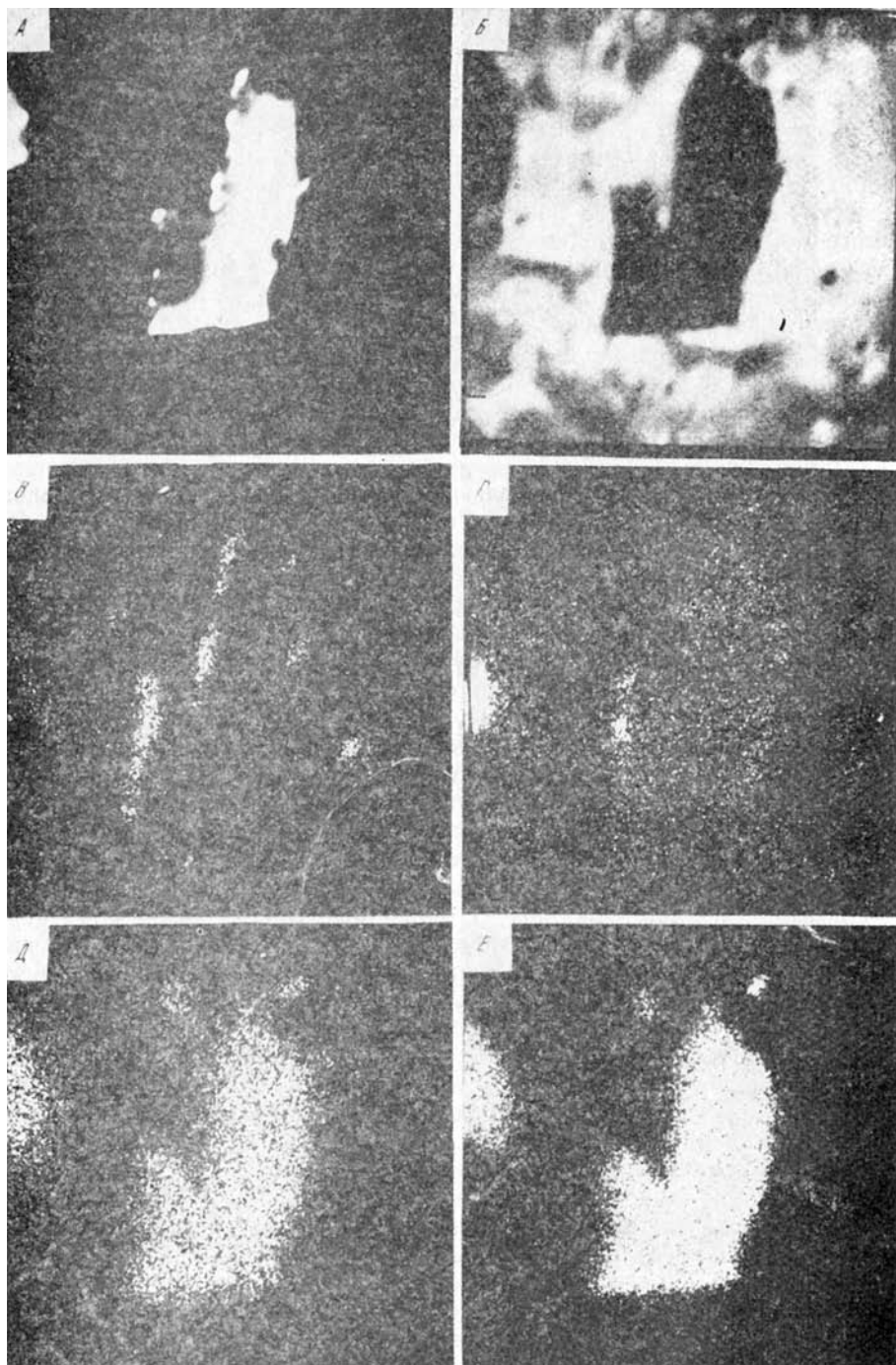


Рис. 128. Нарастание зерен серебра самородного на пирите. $\times 1\ 000$. Растровое изображение.

A — отраженные электроны; *B* — обратно-рассеянные электроны; *B—E* — характеристическое излучение серебра, меди, железа, серы соответственно.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДОВ И САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Существуют различные представления о природе сульфидов и самородных металлов в гипербазитах и хромитовых рудах альпинотипных комплексов. Одни исследователи склонны связывать формирование их с ранними магматическими (рестирования) этапами истории хромитоносных комплексов (Павлов и др., 1968; Panayiotov, 1979); другие считают сульфиды и сопряженные с ними самородные металлы обычными минералами, возникающими при серпентинизации гипербазитов и метаморфизме хромшпинелидов (Рамдор, 1967; Economu, Naldreff, 1984). Существует обширная литература по экспериментальным данным об условиях возникновения сульфидной минерализации в оливинитах (Арутюнян и др., 1978) и продуктах метаморфизма главных сульфидных минералов в различных средах и *PT*-условиях (Горбунова, 1974 и др.).

Поскольку хромитоносный комплекс Рай-Из претерпел длительный и разнообразный метаморфизм, важно оценить общую роль процессов метаморфизма в формировании сульфидов и самородных металлов и наметить связь отдельных процессов с типами минерализации.

В истории метаморфизма полярноуральских хромитоносных комплексов могут быть выделены следующие этапы: ранний этап периода выведения гипербазитов, заканчивающийся массовой ранней серпентинизацией; поздний этап периода становления, характеризующийся широким проявлением ареального и зонального динамотермального метаморфизма.

Ранний этап, который включает процессы тремолитизации и ранней петельчатой серпентинизации, протекал в условиях падения температур от 1100—900 до менее 300 °С, восстановительной обстановки, в режиме относительно сухой системы вплоть до стадии массовой петельчатой серпентинизации. Поздний этап, включающий процессы оталькования, сагвандитизации, войкаритизации, протекал последовательно в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, в окислительной обстановке и флюидном режиме, характеризующемся наличием воды и углекислоты.

Рассмотренные нами парагенезисы и особенности состава сульфидов и самородных металлов в гипербазитах и рудах, их возрастные соотношения, наличие реликтовых минералов свидетельствуют о широком участии процессов метаморфизма в формировании минерализации. При этом намечается наиболее ранний, реликтовый парагенезис, который лучше сохранился в хромитовых рудах: пентландит, пирротин, никелевый пирит, халькопирит, платинистый иридий, ирийдосмин (?). В гипербазитах формирование основной массы перечисленных сульфидных минералов в виде пылевидных выделений сопряжено со стадией массовой петельчатой серпентинизации. Поздний этап метаморфизма гипербазитов и хромитовых руд сопровождался распадом и переотложением существовавших сульфидных минералов в условиях повышенных температур, окислительной обстановки и привноса в минералообразующую систему дополнительных компонентов. Характерно усложнение спектра возникающих сульфидных минералов, появление новых самородных минералов. Парагенезис минералов, характеризующий поздний этап метаморфизма, следующий: пирит, хизлевудит, мил-

лерит, малосернистые сульфиды меди и железа, медь самородная, лаурит осмиевый, серебро самородное, серебро медистое. Специфика минералообразования этого этапа – большая подвижность меди и благородных металлов, что в конечном счете реализовалось в виде медистых разностей благородных металлов.

Типоморфные особенности сульфидов и самородных металлов, выявленные методами РСМА, не оставляют сомнений, что мы имеем дело с типичными продуктами процессов гидротермально-метаморфогенного минералообразования.

Глава X

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МАССИВА РАЙ-ИЗ

Проведенные исследования позволяют, несмотря на некоторые неясности, прийти к определенным заключениям относительно направленности геологической эволюции массива, последовательности и связи различных событий в его истории. Полученные данные вполне укладываются в широко распространенную модель мантийного, реститогенного происхождения альпинотипных гипербазитовых массивов, являющихся естественной частью типичной офиолитовой ассоциации. Геологические наблюдения однозначно указывают на пространственную связь офиолитовой ассоциации Рай-Иза и расположенной южнее Войкарской, строение которой широко освещено в литературе («Петрология...», 1977; Савельева, 1977; Савельев, 1977; Савельев, Савельева, 1977, 1980 и др.). Наши материалы позволяют детализировать картину формирования геологических комплексов массива Рай-Из, выявляя в последнем не только типичные, но и индивидуальные черты. Наиболее ранние гипербазиты – гарцбургиты с максимальным содержанием пироксена (до 30 %) первично состояли только из оливина и энстатита, содержащего в твердом растворе компоненты диопсида и хромшпинелида. В ходе деплетирования и растворения энстатита содержания алюминия и хрома падали параллельно с накоплением в породах хромшпинелида и перехода части алюминия в расплав. Растворенный в энстатите диопсид также переходил в расплав. В ходе охлаждения он выпадал в виде вrostков в энстатите и частично сегрегировался в форме обособленных зерен. В пределе возникали реститогенные дуниты, не содержащие энстатита и кальция, максимально богатые хромом и бедные алюминием.

Реститообразование протекало в условиях шпинелевой фации, о чем можно судить по отсутствию плагиоклаза в наиболее богатых пироксеном, алюминием и кальцием гарцбургитах и по прямой корреляции содержания алюминия в породе, хромшпинелида и энстатита. В настоящее время шпинелевая фация сохраняется как термодинамически неустойчивый («закаленный») реликт, поскольку она, как известно, истинно устойчива лишь при давлениях выше 7 кбар.

Сравнительное рассмотрение петрохимии и геологических взаимоотношений комплексов гипербазитов позволило выстроить их в определенный ряд: гарцбургиты (Г) – гарцбургиты с сетчато-жильными выделениями дунитов (ГСЖД) – гарцбургиты со шпирово-полосчатыми выделениями дунитов (ГШПД) – крупные дунитовые тела (КДТ). В указанном ряду от зоны Г к зоне КДТ в одноименных породах (гарцбургиты, дуниты) происходит закономерное уменьшение содер-

жания Si, Al, Ca, Na, нормативных орто- и клинопироксенов и одновременно – рост содержания Mg и Sr. Такая закономерность наводит на мысль, что указанный ряд имеет генетическое значение и является эволюционным, связанным с процессами последовательного истощения мантии, продолжавшимися и после того, как из нее были выплавлены океанические базальты. Дуниты из зоны КДТ – конечный продукт этого процесса; их можно назвать «ультрареститами». Процесс реститирования сопровождался минеральными преобразованиями, которые выражались прежде всего в изменении «первичных» ортопироксенов и появлении в подчиненных количествах клинопироксенов и хромшпинелидов, как аксессуарных, так и образующих рудные скопления. Масштаб оруденения зависит от степени реститирования: наиболее крупное приурочено к обрамлению зон дунитов. Эти руды и наиболее высокохромистые.

Состав платиноидов в гипербазитах и хромитовых рудах качественно одинаков и различается лишь количественными соотношениями различных элементов. В породах по убывающему содержанию платиноиды располагаются в ряд Pt, Pd, Ru, Os, Ir, Rh, в рудах последовательность иная: Os, Ru, Ir, Pt, Rh, Pd. В породах резко преобладают платина и палладий, в рудах – осмий, рутений, иридий.

Изучение микроструктур рудных хромшпинелидов, содержащих реликты первичного строения, показало наличие колломорфных и микроглобулярных агрегатов, главным образом, в нодулярных рудах, что позволяет допускать возможность образования части рудных концентраций из гелеобразного состояния.

Большую информацию о ранних этапах развития массива дало его петроструктурное изучение. На первом этапе прослеживаемой истории массива во время и после отделения базитового компонента от исходного субстрата и образования гарцбургитового подкомплекса происходил процесс высокотемпературной (свыше 1000 °С) пластической деформации на своде мантийного диапира, в условиях срединно-океанического хребта. Процесс сопровождался образованием первичной планпараллельной полосчатости в плоскости течения, вероятно близкой к горизонтальной, сопровождаемой изоклинальной (лежащей?) складчатостью (типа складок волочения и раздавливания). Полосчатый (дунит-верлит-клинопироксенитовый) комплекс массива, как и остальные члены офиолитовой ассоциации, к началу этого этапа был, видимо, уже сформирован; его кровля отвечает древней поверхности Мохо.

В современной структуре массива простирание элементов полосчатости этого комплекса и подкомплекса Г резко не совпадает (см. рис. 51). Однако, думается, это несовпадение – результат интенсивных последующих деформаций и взаимных перемещений блоков по зонам течения и хрупким разломам.

Смена первого этапа деформации и динамометаморфизма вторым была обусловлена резким изменением геодинамического режима, вероятно связанного с переходом от растяжения к сжатию, от условий СОХ к условиям субдукции. На втором этапе образуются крупномасштабные складки с амплитудой в первые километры. Вещественные преобразования ультрабазитов и продолжение процессов динамометаморфизма, судя по характеру новообразованных микроструктур и ориентировке оливина и энстатита, происходили примерно в тех же термобарических условиях, что и на первом этапе (верхи верхней ман-

тии). Синхронно с пластическими деформациями на наиболее напряженных участках формирующихся структур возникали условия для частичного плавления, с образованием жильного комплекса.

Процесс частичного плавления с дальнейшим деплетированием гарцбургитового субстрата, образованием комплексов ГСЖД, ГШПД и формированием наиболее крупных хромитовых концентраций был связан с новой динамической перестройкой на третьем этапе: в это время формируется гигантская мегаскладка, соизмеримая с самим массивом и осложненная более мелкими складками и зонами пластического течения. Стрессы увеличиваются (до 1 кбар); их распределение дифференцируется с образованием динамометаморфической зональности на фоне некоторого снижения температуры. Деформации захватили не только дунит-гарцбургитовый, но и полосчатый комплекс и габбро; началось превращение их в тектонит.

С этого времени ориентировка тектонических сил и структур в массиве приходит в соответствие с общими простираниями уральских структур и сил, их создавших, в палеоконтинентальной раме массива; возможно, что именно с этого времени комплексы массива пришли в соприкосновение с краем континента (началась коллизия).

Последовательность метаморфизма, накладывающегося на деформированные в сухих условиях гипербазиты, трактуется авторами неоднозначно. Авторы четвертой главы и один из редакторов (Д. С. Штейнберг), в соответствии с предшествующими исследователями и общепринятой мировой практикой, выделяют ранний регрессивный этап гидратации под влиянием поступающих извне вод и наложенный на него этап прогрессивной дегидратации, приводящей к образованию безводных энстатит-оливиновых пород, отличающихся от первичных гарцбургитов присутствием магнетита и пониженной железистостью силикатов.

Регрессивная гидратация протекает в восстановительных условиях при устойчивости хромшпинелида, отсутствии магнетита, начинается с тремолитизации и заканчивается ранней петельчатой серпентинизацией. Прогрессивный метаморфизм происходит в окислительных условиях с образованием магнетита за счет хромшпинелида и силикатов, железистость которых поэтому понижается. Особо выделяется специфичная для Рай-Иза безводная карбонатизация с образованием карбонат-энстатитовых пород (сагвандиты).

Авторы шестой главы и другой редактор (В. Н. Пучков) допускают, что был единый непрерывный регрессивный этап метаморфизма, завершившийся петельчатой серпентинизацией.

Появление зоны высокотемпературного автопорфиробластеза, следовавшее за гипотетическими скачками температур, не сопровождалось резкой структурной перестройкой: напротив, эта зона наследует осевую часть мегаскладки, образовавшейся на предыдущем этапе. Более того, создается впечатление, что возникновение этой зоны подготовлено деформациями Д₃. Локализация ее относительно микроструктурной зональности, созданной на этапе Д₃, парадоксальна: деформированность субстрата, напряженность микроструктур по мере приближения к ней возрастают, однако в самой зоне наблюдается почти полная релаксация микроструктур. Можно предположить, что наиболее деформированная зона стала и наиболее проницаемой для высоконагретого флюида, действие которого стимулировало собирательную рекристаллизацию оливина и энстатита в ней.

Дальнейшая эволюция массива, происходившая также в коровых условиях, связана с постепенным падением температуры и, вероятно, литостатического давления с одновременным ростом роли флюидов и характеризуется все большей локализацией «водного» эпидот-амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма в зонах пластического течения, по которым происходило тектоническое смещение блоков. Эти зоны динамометаморфизма сформированы уже в коллизионную стадию, в коровых условиях. При этом движения по относительно широким зонам пластических деформаций с течением времени сменялись перемещениями по «хрупким» разломам, ограничивающим массив в его современном виде с боков и снизу и местами выходящим в породы «рамы».

Однако массив в это время еще не имел современной формы: ограничивающие его с севера и запада более молодые разломы явно секут указанные зоны динамометаморфизма. Потребовался еще один этап, в течение которого гипербазиты массива перемещались в западном направлении, что привело к формированию бескорневого тела.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арутюнян Л. Д., Петренко Г. В., Митюнин Ю. В. О сульфуризации оливинитов в гидротермальных условиях и мобилизации никеля // Условия образования медно-никелевых руд. Апатиты. 1978. С. 63–72.
- Берлянд Н. Г. Развитие земной коры Уральской эвгеосинклинали по геофизическим данным // Сов. геология. 1981. № 8. С. 71–81.
- Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще // Хромиты СССР. М., 1973. Т. 1. С. 7–156.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $Mg - SiO_2 - H_2O$ // Вопросы физикохимии в минералогии и петрологии. М., 1950. С. 23–49.
- Бочкарев В. В. Геологическая позиция, состав и рудоносность вулканоплутонических андезитовых ассоциаций Войкарской зоны (Полярный Урал): Диссертация... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 231 с.
- Буякайте М. И., Кулешов В. Н., Виноградов В. И. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 183 с.
- Ваганов В. И. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Недра, 1985. 200 с.
- Варлаков А. С. Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978а. С. 63–82.
- Варлаков А. С. Куммингтонизация энстатита как процесс, сопряженный с антигортитизацией гарцбургитов // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Свердловск, 1977. С. 182–185.
- Варлаков А. С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978б. 237 с.
- Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 226 с.
- Волович Е. В., Дембовский Б. Я. Хараматолоуский разлом // Материалы Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1977. С. 61–62.
- Волченко Ю. А., Андреев М. И., Неустроева И. И. Фракционирование платиновых металлов в альпинотипных комплексах Урала // Ежегодник-1980 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 88–91.
- Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи // Петрография. Ч. 3. 1923. 305 с.
- Гончаренко А. И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение // Сов. геология. 1976. № 12. С. 75–86.
- Гончаренко А. И., Баранов М. А., Сибилев А. К. Пластические деформации и петроструктура офиолитов Иджимского массива. (Западный Саян) // Геология, петрология и полезные ископаемые Сибири. Томск, 1979. С. 184–208.
- Гончаренко А. И., Кузнецов П. П., Симонов В. Д., Чернышов А. И. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива). Новосибирск: Наука, 1982. 104 с.
- Гончаренко А. И., Чернышов А. И. Деформация и петроструктуры гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геология и геофизика. 1980. № 10. С. 61–71.
- Горбунова И. Е. Поведение главных минералов сульфидных медно-никелевых руд при нагревании в различных средах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук Л., 1974. 26 с.
- Дедеев В. А. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 131. С. 111–137.
- Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. № 1. С. 28–34.

Егоркин А. В., Чернышов Н. М., Данилова Е. Г. и др. Региональное сечение через север Азиатского континента (профиль Воркута – Тикси) // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М., 1980. С. 61–66.

Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблемы офиолитов. М.: Наука, 1984. 160 с.

Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–42.

Ефимов А. А., Кууспалу Т. И. О природе анортитовых габбро Серебрянского камня и связанного с ним медного оруденения // Докл. АН СССР. 1962. Т. 145, № 1. С. 181–184.

Ефимов А. А., Пучков В. Н. О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 84 с.

Желязкова-Панайотова Л. В., Ивчинова Л. В. Минеральные виды шпинелидов из ультрабазитов Болгарии // Геология руд. месторождений. 1971. Т. 13, № 3. С. 72–90.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.: ОНТИ, 1932. 220 с.

Иванов А. А. Месторождения осмистого иридия. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1944. 87 с.

Казак А. П., Добрецов Л. Н., Молдаванцев Ю. Е. Глаукофановые сланцы, жадеиты, везувианиты и нефриты гипербазитового массива Рай-Из // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 60–66.

Казаков А. Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.

Каирбаева З. К. Термографическое изучение вещественного состава кемпирсайских хромитовых руд: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, Алма-Ата, 1969. 32 с.

Карпинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа // Собр. соч. М.; Л., 1943. Т. 3. С. 525–558.

Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (На Южном Урале) // Хромиты СССР. М., 1937. Т. 1. С. 251–338.

Кашинцев Г. Л. Петрогенез ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1972. 24 с.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Особенности метасоматитового преобразования гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Асбесты СССР. М., 1974. Вып. 1. С. 155–164.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Типы пространственной ориентировки оливинов в гипербазитах массива Рай-Из (Полярный Урал) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1971. № 2. С. 195–199.

Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие / О. А. Богатиков, В. И. Гоньшакова, С. В. Ефремова и др. М.: Недра, 1981. 160 с.

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

Корус В. М., Волченко Ю. А., Неустроева И. И., Наумова Н. Г. Комбинированный метод определения платиновых металлов в хромитовых рудах и высокохромистых промпродуктах // Всесоюзное совещание по химии, анализу и технологии платиновых металлов. М., 1979а. С. 32–36.

Корус В. М., Наумова Н. Б., Волченко Ю. А., Неустроева И. И. Проблемы исследования платиноидов в хромитовых рудах // Комплексное использование руд черных металлов. Свердловск, 1979б. С. 55–59.

Лазько Е. Е. Петрология, формационная принадлежность и критерии рудоносности ультрамафитов офиолитов (на примере Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале) // Роль магматизма в эволюции литосферы. М., 1984. С. 3–80.

Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). Л.: Наука, 1964. 176 с.

Макеев А. Б., Бушуева Е. Б., Перевозчиков Б. В. ИК-спектроскопия хромшпинелидов как метод установления топоминералогических закономерностей и прогнозной оценки хромитовых массивов // Новые минералогические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Сыктывкар, 1982а. С. 48–69.

Макеев А. Б., Перевозчиков Б. В., Афанасьев А. К. Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1985. 152 с.

Макеев Б. В., Перевозчиков Е. Б., Бушуева Е. Б., Попов И. И. Типоморфизм состава и физических свойств хромшпинелидов массива Рай-Из // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1982б. Т. 1. С. 19–22.

Малахов И. А. Оценка условий формирования альпинотипных ультрабазитов Урала по пироксеновому термобарометру // Ежегодник-1982 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983. С. 63–68.

- Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала // Вопросы петрологии Урала (магматизм, метаморфизм, литология). Свердловск, 1980. С. 85—111.
- Малахов И. А., Чашухин И. С. О содержании магнетита в ультрабазитах Урала и его генетической роли при метаморфизме // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Свердловск, 1977. С. 71—87.
- Меляховецкий А. А. О пластической деформации оливина гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува), в связи с оценкой ее условий // Докл. АН СССР. 1972. Т. 232, № 1. С. 213—216.
- Меляховецкий А. А. Пластические деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий // Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, 1977. С. 84—111.
- Молдаванцев Ю. Е., Берлянд Н. Г., Казак А. П. Разрез земной коры Полярного Урала по геолого-геофизическим данным. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. С. 86—91.
- Молдаванцев Ю. Е. Особенности проявлений интрузивного магматизма на Полярном Урале // Магматизм и связь о нем полезных ископаемых. М., 1960. С. 412—415.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.
- Нечеухин В. М., Соколов В. Б., Таврин И. Ф. Положение в структуре земной коры Урала и строение гипербазитовых и гипербазит-габбровых комплексов // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979. С. 110—122.
- Павлов Н. В., Григорьева И. И., Цепин А. И. Хромитовые нодулы как показатель ликвации магматического расплава // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1975. № 11. С. 29—35.
- Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 200 с.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
- Пейве А. А. Офиолиты в структуре земной коры // Тезисы докладов Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., 1973. С. 60—61.
- Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
- Перевозчиков Б. В. Геологическое строение и хромитоносность гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1981. С. 69—71.
- Перевозчиков Б. В. Закономерности размещения хромитового оруденения севера Урала и перспективная оценка его хромитоносности // Магматизм и металлогения европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1982. С. 70—74.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 260 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Кузнецов Ю. А. Альпийно-типные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
- Покровский Б. Г., Чашухин И. С. Изотопный состав кислорода и водорода в серпентинах Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 6. С. 1461—1464.
- Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала» / А. А. Ефимов, Г. Н. Савельева, А. А. Савельев и др. М.: Наука, 1978. 89 с.
- Пучков В. Н. Батальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Рамдор П. О. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации // Геология руд. месторождений. 1967. Т. 9. № 2. С. 32—43.
- Рубинович Р. С., Золотарева Н. Я., Курочкина А. М., Лопатина Л. М. Спектрометрическое определение щелочных металлов в горных породах и минералах при возбуждении спектров дуговым разрядом: Методические рекомендации по анализу горных пород, руд и минералов. Л.: Недра, 1976. 28 с.
- Рудник Г. Б., Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е. Геологическое строение и хромитоносность массива Рай-Из // Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенетических карт на хромиты. М., 1971. С. 174—188.
- Савельев А. А. Хромиты Войкаро-Сыньинского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ним оруденения. Свердловск, 1977. С. 63—77.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46—50.

Савельев А. А., Савельева Г. Н. Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпинотипных массивов // Тектоническая расчлененность литосферы. М., 1980. С. 147—171.

Савельева Г. Н. Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Генезис ультрабазитов и связанного с ним оруденения. Свердловск, 1977. С. 3—17.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.

Савельева Г. Н., Денисова Е. А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42—57.

Савельева Г. Н., Степанов С. С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 47—55.

Савельева Г. Н., Щербаков С. А., Денисова Е. Д. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника. 1980. № 3. С. 16—26.

Салтыков С. А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1970. 375 с. Сегалович В. И. Хромитовые месторождения Кемпирсайского ультраосновного массива // Геофизические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1970. С. 349—368.

Сильниченко Л. Г., Долинина Ю. В. Спектроскопическое определение ультрамикрочастиц рутения и осмия в горных породах // Заводская лаборатория. 1969. Т. 35, № 10. С. 1159—1163.

Соболев С. Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М.: Наука, 1965. 169 с.

Сыстра Ю. И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 63 с.

Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М.: Недра, 1970. 432 с.

Фласс А. С. Геометрические принципы выделения этапов деформации в дислоцированных комплексах // Принципы и методы изучения эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978. С. 98—111.

Фоминых В. Г., Хвостова В. П. О платиноносности дунитов Урала // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, № 2. С. 443—445.

Хвостова В. П., Головня С. П., Чернышев Н. В., Буханова А. И. Особенности распределения платиновых металлов в хромитовых рудах и гипербазитах массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геохимия. 1976. № 3. С. 373—377.

Царицын Е. П. К вопросу о метаморфизме акцессорных хромшпинелидов в гипербазитах Восточного Оренбуржья // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969. С. 94—97.

Царицын Е. П. Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как индикатор условий их образования // III Уральское петрографическое совещание. Свердловск, 1974. С. 50—54.

Царицын Е. П., Алимов В. Ю., Шерстобитова Л. А., Яблонская Л. В. Метаморфизм хромшпинелидов в гипербазитах массива Рай-Из // Ежегодник-1980 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 109—111.

Царицын Е., Чашухин И. С. Акцессорные хромшпинелиды в условиях метаморфизма альпинотипных гипербазитов // Акцессорные минералы докембрия. М., 1986. С. 189—194.

Чашухин И. С., Перевозчиков Б. В., Царицын Е. П. Метаморфизм гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1986. С. 49—75.

Шмелев В. Р. О внутреннем строении массива Рай-Из (по результатам изучения микроструктур пород) // Ежегодник-1980 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 77—99.

Шмелев В. Р., Пучков В. Н. Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из // Геотектоника. 1986. № 9. С. 88—105.

Штейнберг Д. С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы. М., 1960. С. 250—260.

Штейнберг Д. С. О так называемой «куммингтонизации» энстатита в альпинотипных гарцбургитах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1186—1189.

Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. О режиме флюидов при ранней серпентинизации дунитов // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 2. С. 437—441.

Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. О соотношении альпинотипных гарцбургитов и лерцолитов // Ежегодник-1982 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1983. С. 68—71.

- Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Проблемы гидратации и дегидратации гипербазитов // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. С. 41—48.
- Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Штейнберг Д. С., Чашухин И. С., Лагутина М. В. Новые данные о минеральном составе продуктов серпентинизации дунитов платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1977 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1978. С. 67—68.
- Щербаков С. А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкарского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 44—56.
- Щербаков С. А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкарского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1983. № 3. С. 47—59.
- Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 247 с.
- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 158 с.
- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Постофиолитовые вулcano-плутонические ассоциации, их химизм, металлогения и палеотектоническая позиция (на примере Полярного Урала) // Геотектоника. 1982. № 1. С. 35—44.
- Ярош П. Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109, вып. 1. С. 98—105.
- Ярош П. Я., Буслаев Ф. П. Структуры руд и история формирования рудных агрегатов Уэльгинского месторождения. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1985. 99 с.
- Ave Lallemand H. G., Carter N. L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81, N 8, P. 2203—2220.
- Borg J. V., Heard H. C. Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclases // Contribs. Mineral. Petrol. 1969. V. 23. P. 128—435.
- Brothers R. H. Petrofabric analyses of Rhum and Skaergaard layered rocks // J. Petrology. 1964. V. 5, N 2. P. 255—274.
- Boudier F. Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes Piémontaises), étude structural et pétrologique. Nantes, 1976. 163 p.
- Boyd F. R., Schairer J. F. The System $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$ // J. Petrology. 1964. V. 5, N 2. P. 275—309.
- Carter N. L. Static deformation of silica and silicates // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 5514—5540.
- Carter N. L. Steady state flow of rocks // Rev. Geoph. Space Phys. 1976. V. 14, N 3. P. 301—360.
- Carter N. L., Raleigh C. B. Principal stress directions from plastic flow in crystals // Geol. Soc. Amer. Bull. 1969. V. 80. P. 1231—1264.
- Chopra P. N., Paterson M. S. The experimental deformation of dunite // Tectonophysics. 1981. V. 78. P. 453—476.
- Christiansen F. G. Deformation of chromite: SEM Investigations // Tectonophysics. 1986. V. 121, N 2—4. P. 175—196.
- Crocket I. H. Platinum group elements in mafic and ultramafic rocks: a survey // Can. mineral. 1979. V. 17, N. 2. P. 391—402.
- Crocket J., Chyi L. Abundances of Pd, Ir, Os and Au in an alpine ultramafic pluton // XXIV Intern. Geol. Congress. Montreal, 1972. P. 300.
- Darot M., Boudier F. Mineral lineation in deformed peridotites: kinematic meaning // Petrologie. 1975. T. 1, N 3. P. 225—236.
- Dick H. J. B., Sinton J. M. Compositional layering in Alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle // J. Geology. 1979. V. 87, N 4.
- Dollinger G., Blacic J. D. New glide system in experimentally deformed hornblende // Trans. Amer. Geophys. Union. 1974. V. 56. P. 1194—1195.
- Economou M. I., Naldrett A. J. Sulfides associated with podiform bodies of chromite at Tsangli, Ermetria, Greece // Miner. deposits. 1984. V. 19, N 4. P. 289—297.
- Ewans B. W., Frost B. R. Chrome spinel in progressive metamorphism — a preliminary analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 959—972.
- Ewans B. W., Trommsdorff V. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Paragenesis in the system $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O$ // Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 1970. Bd 50, H. 3. S. 481—492.
- Fawcett J. J., Yoder U. S. Phase relationships of chlorites in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ // Amer. Miner. 1966. V. 51, N 3—4. P. 353—380.
- Girardeau J., Nicolas A. The structures of two ophiolite massifs, Bay-of-Islands, Newfoundland: a model for the oceanic crust and upper mantle // Tectonophysics. 1981. V. 77. P. 1—34.

- Grimaldi F. S., Schnepfe M. M. Mode occurrence of platinum, palladium and rhodium in chromitite // *Geol. Surv. Profess. Paper.* 1969. N 650-C. P. 149—151.
- Hara J., Takeda K., Kimura T. Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation // *J. Sci. Hiroshima Univ.* 1973. V. 7, N 1. P. 1—10.
- Hiesleitner G. Serpentin und Chromerz-Geologie der Balkan-halbinsel und eines Teiles von Kleinasien // *Aust. J. Geol. Bundesanst. Spec. Iss.* 1952 Pt. 1 P. 3—255. Pt. 2. P. 259—683.
- Jackson D., Green W., Moores E. M. The Vourinos ophiolite, Greece: cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. V. 86, N 3. P. 1236—1244.
- Jackues M. Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia // *Econ. Geol.* 1982. V. 77. P. 576—591.
- Jenkins D. M. Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks // *Contribs. Mineral. Petrol.* 1983. V. 83, N 3/4. P. 375—384.
- Johannes W. An experimental investigation of the system $MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267, N 9. P. 1083—1104.
- Juteau T., Nicolas A., Dubescu J. et al. Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: possible model for an oceanic ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. V. 88, N 12. P. 1740—1748.
- Leblanc H. Chromite Growth, Dissolution and Deformation from a Morphological View Point: SEM Investigations // *Miner. deposita.* 1980. V. 15, N 2. P. 201—210.
- Loney R. A., Himmelberg G. R., Coleman R. G. Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro mountain, California, USA // *J. Petrology.* 1971. V. 12. P. 245—309.
- MacGregor J., Basu A. R. Geological problems in estimating mantle geothermal gradients // *Amer. Miner.* 1976. V. 61. P. 715—724.
- Mercier J. C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenolites from basalt // *J. Petrology.* 1975. V. 16. P. 454—487.
- Misseri M., Boudier F. Structures in the Canyon Mountain Ophiolite indicate an island-arc intrusion // *Tectonophysics.* 1985. V. 120, N 3/4. P. 191—209.
- Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier A. M., Mercier J. C. Textures, structures and fabrics due to solid — state flow in some European Lherzolites // *Tectonophysics.* 1971. V. 12, N 55. P. 55—68.
- Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.* 1973. V. 273. P. 863—876.
- Nicolas A., Poirier J. C. Crystalline plasticity and solid flow in metamorphic rocks. L.; N. Y.: John Wiley and Sons, 1976. 437 p.
- Page N. J., Aruscavage P. J., Haffty J. Platinum-droup elements in rocks from the Voikar—Synnysky ophiolite complex, Polar Urals, USSR // *Miner. deposita.* 1983. V. 18. P. 443—455.
- Panayotov A. Cu — Ni — Co — Fe sulphide mineralization // Limassol Forest, Cyprus. "Ophiolites". Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979. P. 102—116.
- Petraschek W. Die genetische Typen des Chromlagerstätten und ihre Aufsuchung // *Erzmetall.* 1957. Bd. 10, H. 6. S. 1013—1024.
- Poirier J. P., Nicolas A. Deformation-induced recrystallisation due to progressive misorientation of subgrains with special reference to mantle peridotites // *J. Geol.* 1975. V. 83. P. 707—720.
- Pons J. Sur les différences de géométrie et de structure entre les plutons acides et les plutons basiques // Exemple de quelques massifs granitiques et gabbroïques de la Sierra Morena occidentale (Sud —Ouest de l'Espagne). 4-ième Réunion. Ann. Sci. Terre. Paris, 1976. 339 p.
- Raleigh C. B. Glide mechanisms in experimentally deformed minerals // *Sci.* 1965. V. 150, N 3697 (5). P. 739—741.
- Raleigh C. B. Mechanisms of plastic deformation of olivine // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 5391—5406.
- Raleigh C. B., Kirby S. H. Creep in the upper mantle // *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1970. N 3. P. 113—121.
- Raleigh C. B., Talbot J. L. Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside // *Amer. J. Sci.* 1967. V. 265. P. 151—165.
- Richard P., George I. R. Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89, N 6. P. 801—860.
- Rooney T. P., Riecker R. E. Constant strain rate deformation of amphibole minerals // *AF Cambridge Res. Lab. Envir. Res. Pap.* 1973. N 30. P. 1—35.
- Ross J. V., Ave Lallemand H. G., Carter N. N. Stress dependence of re-

crystallized grain and subgrain size in olivine // *Tectonophysics*. 1980. V. 70. P. 39—61.

Sack R. O. Some constraints on the thermodynamic mixing properties of Fe—Mg orthopyroxenes and olivines // *Contribs. Miner. Petrol.* 1980. V. 71, N 3. P. 257—269.

Sinton J. M. Equilibration history of the Basal Alpinetype peridotite, Red Mountain, New Zealand // *J. Petrology*. 1977. V. 18, N 2. P. 216—246.

Trommsdorff V. Die Wollastonitreaction im westlichen Bergell Schweiz // *Miner. Mitt.* 1968. Bd. 48. S. 828—829.

Trommsdorff V., Evans B. W. The stable association of an enstatite-forsterite-chlorite in amphibolite facies ultramafic of the Lepontine Alps // *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* Bd. 49. S. 325—332.

Trommsdorff V., Evans B. W. Alpine metamorphism of peridotitic rocks // *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* 1974. Bd. 54. S. 333—352.

Tullis J., Christie J. M., Griggs D. T. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1973. V. 84. P. 297—314.

Vernon R. H. Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles // *Tectonophysics*. 1981. V. 78. P. 601—612.

Wilson C. J. Preferred orientation in quartz ribbon mylonites // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1975. V. 80. P. 968—974.

Young C. Dislocations in the deformation of olivine // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267, N 7. P. 841—852.

Zeuch D. H., Green H. W. Experimental deformation of a synthetic dunite at high temperature and pressure // *Tectonophysics*. 1984. V. 110. P. 233—296.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАССИВА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЕГО ОКРУЖЕНИЯ (В. Н. Пучков)	4
Глава II. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД И МОРФОЛОГИЯ МАССИВА, ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИКИ (И. Ф. Таврин)	11
Глава III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА (Б. В. Перевозчиков, В. Н. Пучков)	19
Глава IV. МЕТАМОРФИЗМ ГИПЕРБАЗИТОВ МАССИВА И ИХ ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ (Б. В. Перевозчиков, И. С. Чащухин, Е. П. Царицын)	29
Глава V. ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРО (А. И. Гончаренко, А. И. Чернышев, В. Р. Шмелев)	58
Глава VI. ТЕКТОНИКА ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРО (В. Р. Шмелев, А. И. Гончаренко, А. И. Чернышев, В. Н. Пучков, Б. В. Перевозчиков)	88
Глава VII. ХРОМШПИНЕЛИДЫ И ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ МАССИВА (Б. В. Перевозчиков, В. Ю. Алимов, Е. П. Царицын, И. С. Чащухин, Л. А. Шерстобитова)	145
Глава VIII. ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПЛАТИНОИДОВ И ЗОЛОТА В ГИПЕРБАЗИТАХ И ХРОМИТОВЫХ РУДАХ (Ю. А. Волченко)	195
Глава IX. СУЛЬФИДНАЯ И САМОРОДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГИПЕРБАЗИТАХ И ХРОМИТОВЫХ РУДАХ (Ю. А. Волченко)	207
Глава X. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МАССИВА РАЙ-ИЗ (В. Н. Пучков)	217
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	221

**СТРОЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ
ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА РАЙ-ИЗ**

*Рекомендовано к изданию
Ученым советом
Института геологии и геохимии
и НИСО УрО АН СССР*

Редактор В. Е. Каюкова
Обложка художника М. Н. Гарипова
Техн. редактор Н. Р. Рабинович
Корректоры Н. К. Кулешов, Н. В. Каткова

Сдано в набор 16.01.89. Подписано в печать 28.11.89.
НС 17242. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 2.
Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 18,9.
Уч.-изд. л. 20. Тираж 600. Заказ 73. Цена 3 р. 20 к.

НИСО УрО АН СССР. Свердловск, ГСП-169,
ул. Первомайская, 91.
Типография изд-ва «Уральский рабочий».
Свердловск, пр. Ленина, 49.