

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 45

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
Issue 45

G. V. PINUS, V. V. VELINSKY, F. P. LESNOV,
O. L. BANNIKOV, L. V. AGAFONOV

ALPINE-TYPE ULTRAMAFIC ROCKS
OF THE ANADYR-KORYAK
FOLDED SYSTEM

Responsible editor
academician YU. A. KUZNETSOV



THE PUBLISHING HOUSE «NAUKA» · SIBERIAN BRANCH
NOVOSIBIRSK · 1973

Г. В. ПИНУС, В. В. ВЕЛИНСКИЙ, Ф. П. ЛЕСНОВ,
О. Л. БАННИКОВ, Л. В. АГАФОНОВ

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Ответственный редактор
академик Ю. А. КУЗНЕЦОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1973

УДК 552. 321. 6 (5)

В монографии обобщен большой фактический материал по геологии и петрологии мезозойских массивов альпидных гипербазитов и пространственно с ними связанных габброидов, расположенных в зоне перехода от континента к Тихому океану на части территории Северо-Востока СССР. На основе современных данных по геологии Анадырско-Корякской складчатой системы рассматриваются вопросы тектонического положения гипербазитовых поясов района и закономерности связи альпидных гипербазитов с определенными геологическими формациями. Особое внимание уделяется детальному изучению вещественного состава пород и породообразующих минералов гипербазитов, габброидов и связанных с ними метасоматических образований, приводятся многочисленные данные о физических свойствах, и химическом составе минералов. В заключительных главах рассматриваются проблемы генезиса альпидных гипербазитов, а также вопросы образования гипербазитовых поясов складчатых областей.

Работа представляет интерес для специалистов в области магматической петрологии и региональной геологии.

62031

ВВЕДЕНИЕ

Сложная проблема генезиса альпийнотипных гипербазитов и механизма формирования гипербазитовых поясов вот уже много лет продолжает оставаться в центре внимания геологической общественности. Это объясняется прежде всего тем, что альпийнотипные гипербазиты несут обильную информацию о составе вещества верхней мантии Земли и физико-химических условиях, в которых находится это вещество. Не менее интересно то, каким путем и в каком состоянии оно проникает в толщу земной коры, где фиксируется в виде протяженных альпийнотипных гипербазитовых поясов. Решение этой задачи непосредственно связано с исследованием одного из наиболее актуальных вопросов геологии — соотношения тектоники и магматизма. В гипербазитах указанные связи проявляются наиболее четко. Наконец, с гипербазитовыми массивами, как известно, тесно связан определенный комплекс полезных ископаемых, познание условий образования и закономерностей размещения которых представляет важную народнохозяйственную задачу. Таким образом, проблема альпийнотипных гипербазитов обнимает широкий круг вопросов, в решении которых заинтересованы специалисты различных отраслей геологической науки.

В предлагаемой монографии авторы на основании личных наблюдений и анализа собранного обширного материала, с учетом результатов работ своих предшественников, дают всестороннюю характеристику гипербазитовых поясов Ападырско-Корякской складчатой системы, являющейся частью молодой складчатой области, расположенной в зоне перехода крайней северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану. Особое внимание уделено исследованию вещественного состава альпийнотипных гипербазитов и тесно с ними ассоциирующих габброидных пород. С этой целью, в частности, детально изучено большое количество мономинеральных фракций породообразующих минералов ультраосновных и основных пород и с применением методов математической статистики выявлены особенности состава минералов как первичных, так и метасоматически измененных пород. Используя достижения современной геологической науки в области экспериментальных и геофизических исследований, а также данные о геологии дна океанов, авторы пытаются проанализировать процессы, происходящие в условиях верхних уровней верхней мантии, наметить решение сложных вопросов образования ультраосновных пород и расшифровать механизм формирования альпийнотипных гипербазитовых поясов.

Настоящую работу авторы рассматривают как заверченный самостоятельный этап многолетних систематических исследований альпийнотипных гипербазитов обширной территории азиатской части Советского Союза, осуществляемых Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Итогом предшествующих этапов исследований были

опубликованные работы «Гипербазиты Тувы», «Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области», «Альпинотипные гипербазиты юга Сибири», которыми было завершено изучение альпинотипных гипербазитов в древних складчатых структурах Сибири. Данная же монография открывает новый цикл исследований альпинотипных гипербазитов в молодых структурах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Работа является коллективным трудом. Г. В. Пиусом написаны три первые главы. Им же совместно с В. В. Велинским составлена заключительная глава и осуществлено общее научное руководство. В. В. Велинскому, кроме того, принадлежит описание петрографии и минералогии ультраосновных пород; им же составлена глава о петрохимии и геохимии гипербазитов. Ф. П. Лесновым написано все, что относится к габброидным породам, тесно ассоциирующим с гипербазитами. Л. В. Агафонов описал апогипербазитовые метаморфические и метасоматические образования, а О. Л. Банников изложил результаты своих исследований серпентинитов.

Авторы считают своим долгом выразить благодарность руководству Северо-Восточного геологического управления и начальнику Анадырской геологической экспедиции В. Г. Крайнову за помощь в экспедиционных исследованиях.

ИЗУЧЕННОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Изучением ультраосновных пород Анадырско-Корякской складчатой системы занимался широкий круг геологов, внесших большой вклад в познание этих интересных образований. Но, несмотря на это, до настоящего времени отсутствуют достаточно полные сводки по гипербазитам данного региона.

Обращаясь к вопросу изученности альпинотипных гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы, мы одновременно кратко остановимся на критическом рассмотрении тех представлений, которые сложились в результате работ наших предшественников.

Первые сведения о гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы отражены в работах П. И. Полевого (1913, 1915), производившего геологические исследования в бассейне р. Анадырь. В 1933 г. ультраосновные породы были обнаружены Б. В. Хватовым в районе восточного побережья Пенжинской губы. Более полные сведения о гипербазитах района среднего течения р. Анадырь можно найти в работах А. И. Скляра и Б. Н. Елисеева (1936), которые охарактеризовали Усть-Бельский и Пекульнейские ультраосновные массивы. Однако все эти данные о гипербазитах фрагментарны и представляют лишь исторический интерес.

Поток информации о распространении гипербазитов на территории Анадырско-Корякской складчатой системы резко возрастает с началом планомерного изучения геологического строения этого района. Изучение было начато с 1947 г. силами большого коллектива геологов Пенжинской экспедиции «Дальстроя», затем сотрудниками Северо-Восточного геологического управления. В числе их следует упомянуть П. Г. Туганова, С. И. Федотова, В. С. Смолича, А. Д. Рыбакова, Г. С. Киселева, М. Н. Кожемяко, А. П. Шпетного, Е. И. Заединову, Н. М. Янчук, А. Ф. Михайлова, М. А. Пергамента, Л. Д. Кочеткову, В. А. Лоргуса, В. Ф. Карпичева, В. А. Китаева, А. Г. Погожева, Ю. Г. Егорова, И. Ф. Морозова, Г. В. Лопатина, Г. Г. Кайгородцева. Эти исследования вначале были сконцентрированы в западных районах Анадырско-Корякской складчатой системы, а затем распространены на всю ее территорию. Из них особое место занимают работы Н. М. Янчук, Е. И. Заединовой, А. Ф. Михайлова и Г. Г. Кайгородцева. С этими именами как в то время, так и в последующие годы связан прогресс в изучении гипербазитов Анадырско-Корякского края. К сожалению, многие работы этих исследователей, в которых обсуждались различные аспекты геологии гипербазитов данного района, не были опубликованы, и поэтому высказанные в них оригинальные представления о составе, возрасте и генезисе гипербазитов не стали тогда достоянием широкой геологической общественности. Именно в те годы впервые было обращено внимание на своеобразные ультраосновные брекчии мыса Валижген, дана их характеристика и

высказана гипотеза об эффузивном происхождении гипербазитов Пенжинского района (Н. М. Ягчук). К 1947 г. относится первое детальное картирование наиболее крупного Усть-Бельского гипербазитового массива, выполненное Г. Г. Кайгородцевым. Ему же принадлежат первые публикации, в которых приводится описание серпентиновых брекчий мыса Валижген и обсуждается вопрос о взаимоотношении основных и ультраосновных пород Усть-Бельских гор (Кайгородцев, 1954, 1958). В 1955 г. вышла в свет первая обобщающая работа об ультраосновных породах восточного побережья Пенжинской губы (Михайлов, 1955).

С 1955 г. к изучению геологического строения восточных районов Корякского нагорья приступили геологи НИИГА. Благодаря этим работам стало известно, что массивы ультраосновных пород локализуются не только в западных районах Анадырско-Корякского края, но и широко распространены на востоке и в центральных районах его, в частности в бассейнах рек Хатырки и Великой. По мнению геологов НИИГА, возраст альпийотипных гипербазитов Корякского нагорья палеозойский.

Позднее планомерные геологические съемки в северных районах Корякского нагорья были начаты Анадырской комплексной геологоразведочной экспедицией. В результате работ М. В. Филимонова, В. А. Захарова, В. Г. Куприенко, Я. К. Усенко, И. С. Розенблюма, В. Г. Спличина, В. Г. Решетова и др., выполненных после 1957 г., наши знания о распространении и геологии гипербазитов этого района были значительно расширены. Интересный новый материал по гипербазитам Пенжинского района в последующие годы был получен А. А. Анкудиновым, Ю. М. Резником, В. П. Василенко, В. П. Похпалайненом и другими геологами Камчатского геологического управления.

Мы перечислили имена тех геологов, которые занимались изучением альпийотипных гипербазитов не специально, а попутно, в процессе геологических съемок. Главным результатом этих исследований следует считать то, что ими было доказано широкое распространение гипербазитовых массивов в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы. Помимо этого, в работах названных геологов можно найти материалы, характеризующие петрографический состав, возраст, а в некоторых случаях и структурную позицию массивов альпийотипных гипербазитов. Однако все эти вопросы освещались применительно к конкретным массивам гипербазитов, обнажающихся в изолированных друг от друга районах.

Первые обобщения материалов по гипербазитам принадлежат А. Ф. Михайлову (1955, 1962), который дал характеристику ультраосновных пород Пенжинского района. Им впервые был сделан вывод о том, что прорывающие палеозойские отложения ультраосновные породы Пенжинского края являются производными базальтовой магмы. Этот вывод он обосновал химизмом гипербазитов. А. Ф. Михайловым также обнаружены в районе Понтопейских гор глаукофан-лавсонитовые сланцы — индикаторы метаморфизма повышенных давлений. Он отметил, что главная масса ультраосновных пород Пенжинского района представлена гарцбургитами и образованными по ним серпентинитами, высказался против существовавших представлений о наличии в районе мыса Валижген единого крупного гипербазитового массива, выступающего в виде множества мелких тел из-под вмещающих его меловых отложений. А. Ф. Михайлов критически воспринял гипотезы об эффузивном (Н. М. Ягчук) и тектоническом происхождении гипербазитовых брекчий мыса Валижген (Кайгородцев, 1954; Богдаева, Матвеевко, 1960), указав на ритмичное их строение, выражающееся в уменьшении размеров обломков гипербазитов от основания залежи к ее кровле (смена брекчий серпентинитовыми песчаниками). Он отметил также, что наряду с уменьшением обломков ультраосновных пород среди них появляются чуждые гиперба-

зита образования — габбро, известняки, алевролиты. Анализируя строение тел брекчированных гипербазитов, он пришел к заключению, что «только эксплозивными извержениями можно объяснить образование перидотитовых брекчий, характеризующих начало ритма пластобразных залежей» (Михайлов, 1962, стр. 127). Вместе с тем А. Ф. Михайлов допускает возможность в последующем перемива брекчий в области берегового приобья и морских течений. Иже, при описании этих оригинальных по составу и строению ультраосновных образований мыса Валижген, мы покажем несостоятельность представлений А. Ф. Михайлова о генезисе гипербазитовых брекчий. Он приводит интересные факты, опровергающие данные других исследователей о верхнемеловом возрасте гипербазитов Таловских гор, мыса Валижген и Маметчинского п-ова. В частности, он подчеркивает, что в указанных районах гипербазиты нигде не прорывают породы моложе апт-альба и что все контакты гипербазитов с меловыми отложениями являются тектоническими. На этом основании А. Ф. Михайлов делает вывод о нижнемеловом возрасте гипербазитов Пенжинского района.

Аналогичное обобщение для северной части Анадырско-Корякской складчатой системы (хр. Пекульней, Усть-Бельские горы) было выполнено Г. Г. Кайгородцевым (1961, 1966_{1,2}). По его представлениям, ультраосновные и ассоциирующие с ними основные породы Пекульнейского хребта, пространственно тесно связанные с кремнисто-вулканогенными отложениями валажинского возраста, относятся к габбро-пироксенит-душитовой магматической формации и вместе с вмещающими их основными эффузивами составляют единую офиолитовую группу формаций нижнемелового возраста. Он подчеркивает обычную разобщенность пгтрузивов гипербазитов и габбро, хотя и отмечает случаи их совместного нахождения. В последнем варианте гипербазиты обычно прорываются габброидами. Среди ультраосновных пород, по данным Г. Г. Кайгородцева, преобладают лерцолиты и верлиты, хотя встречаются душиты, пироксениты и шприсгеймиты. В противоположность гипербазитам хр. Пекульней ультраосновные породы Усть-Бельских гор Г. Г. Кайгородцев считает представителями гипербазитовой формации. Они представлены в основном серпентинизированными гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. Г. Г. Кайгородцев обращает внимание на то, что размещение гипербазитовых массивов контролируется разломами и системой оперяющих их тектопических нарушений. Он полагает, что становление гипербазитовых массивов было связано по времени с инверсией гессинклинальных трогов, выполненных валажинскими кремнисто-вулканогенными отложениями. Возраст ультраосновных массивов, по его мнению, добарремский. Помимо обобщения материалов по ультраосновным породам Пекульнейского хребта и Усть-Бельских гор, Г. Г. Кайгородцеву принадлежит ряд работ, в которых рассматривается природа серпентиновых брекчий Пенжинского района (Кайгородцев, 1954), взаимоотношения габброидов и гипербазитов (Кайгородцев, 1958) и проявления метаморфизма повышенных давлений в зонах глубинных разломов, трассированных гипербазитовыми массивами (Кайгородцев, 1962₂). Он впервые в этом районе обнаружил и описал глаукофановые сланцы и эклогитоподобные породы.

Материалы по основным и ультраосновным породам Анадырско-Корякской складчатой системы были обобщены в конце пятидесятых годов М. В. Богдаевой и В. Т. Матвеево (1960). Эти исследователи подчеркнули, что основные и ультраосновные пгтрузии Анадырско-Корякского района расположены не повсеместно, а локализованы в его западной и восточной частях, образуя соответственно два гипербазитовых пояса — Таловско-Майнский и Визинковско-Хатырский, которые,

по их мнению, приурочены к краевым частям Корякского антиклинория. Они подтвердили вывод Г. Г. Кайгородцева о пространственной и структурной связи гипербазитовых массивов с кремнисто-вулканогенной формацией и то, что становление их происходило в доинверсионную стадию развития геосинклинали. Вместе с тем М. В. Богидаева и В. Т. Матвеевко считают, что гипербазитовые пояса формировались не в нижнем, а верхнем мелу. Они привели краткую характеристику вещественного состава ультраосновных массивов по районам их распространения и отметили некоторые петрографические особенности ультраосновных пород, сделав при этом вывод, что гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы по особенностям химизма занимают промежуточное положение между прозводными перидотитовой и базальтовой магм.

Эта работа для своего времени была крупным шагом вперед в познании гипербазитов Северо-Востока СССР. Однако вследствие ограниченности фактических данных и несовершенства стратиграфии вмещающих гипербазитовые массивы толщ некоторые положения, выдвинутые ее авторами, оказались ошибочными. Это прежде всего касается их утверждения о верхнемеловом возрасте если не всех, то большинства гипербазитовых массивов. Кроме того, в выделенные ими гипербазитовые пояса они включили ультраосновные массивы, расположенные в различных тектонических структурах, различного возраста и типа. Так, в Вивниковско-Хатырском поясе оказались объединенными нижнемеловые ультраосновные массивы Хатырского района, являющегося частью Анадырско-Корякской складчатой системы, и верхнемеловые—палеогеновые гипербазиты бассейна р. Вивпик, расположенные в более молодой Камчатско-Курильской складчатой системе.

Более позднее обобщение данных по магматизму интересующего нас района принадлежит Л. И. Анিকেевой (1965). В этой работе устранена ошибка, допущенная М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко, объединивших в один пояс разновозрастные гипербазиты, расположенные в различных по времени консолидации геосинклинальных системах. Однако Л. И. Анিকেева под влиянием идей И. М. Русакова и Б. Х. Егiazарова (Егiazаров и др., 1965) о широком распространении в этой области палеозойских образований неоправданно увеличила возраст гипербазитов Хатырского района и большинства ультраосновных массивов бассейна р. Великой, заключив, что становление их происходило в палеозое.

Рассматривая в качестве палеозойских большую часть ультраосновных интрузий Корякского нагорья, Л. И. Анিকেева вместе с тем признает наличие на этой территории ниже- и верхнемеловых гипербазитов. К первым она относит, в частности, некоторые ультраосновные массивы бассейна р. Великой и интрузии мыса Валижген. Кроме того, она высказывается в пользу сложного, полифазного строения нижнемелового Тамватнэйского массива, рассматривая рвущие его тела габброидов как вторую фазу интрузии, а расположенные недалеко от северного контакта массива мелкие штоки гранитов — как заключительную, третью, фазу интрузии. Ниже, при характеристике Тамватнэйского гипербазитового массива, мы покажем необоснованность этих представлений Л. И. Анিকেевой. К верхнемеловым ультраосновным интрузиям она ошибочно относит крупнейшие гипербазитовые массивы Таловско-Майнского пояса — Усть-Бельский, Куюльский и другие. Неверная датировка времени формирования этих массивов — следствие ошибочного отнесения вмещающих их кремнисто-вулканогенных толщ к нижнему сенону. Валанжинский возраст этих толщ в последние годы доказан найденной в них фауной и в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения (Кайгородцев, 1966₂). Преувеличивая роль палеозойского и поздне мелового ультраосновного и основного магматизма в Корякском нагорье и не-

заслуженно умаляя его масштабы в раннемеловое время, Л. И. Аникеева необоснованно отрицает наличие в этом районе раннемеловой офиолитовой группы формаций. Автор обсуждаемой работы совершенно правильно обращает внимание на особенности магматизма Корякского нагорья, подчеркивая тот факт, что масштабы проявления ультраосновного и основного магматизма несомненно велики по сравнению с более молодым гранитоидным магматизмом.

Наряду с отмеченными работами укажем также те, в которых обсуждаются общие вопросы, касающиеся положения офиолитовых поясов в пределах Ападырско-Корякской складчатой системы и в общей структуре Тихоокеанского подвижного пояса. Это работы В. Ф. Белого, С. М. Тильмана и др. (1964; 1969), Б. М. Чикова, И. К. Иванова (1963), Н. П. Кротопкина, К. А. Шахварстовой (1965), Ю. М. Пуцаровского (1965), Г. В. Пинуса, В. В. Велинского (1967).

Если вопросы геологии гипербазитов в приведенных выше работах освещены более или менее удовлетворительно, хотя и не всегда полно, то их вещественному составу, особенно генетическим аспектам, в них уделялось недостаточно внимания. Этот пробел в изучении гипербазитов Ападырско-Корякской системы мы постараемся восполнить.

ТЕКТОНИКА РАЙОНА И ИСТОРИЯ ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Район, в пределах которого распространены исследованные нами альпинотипные гипербазиты, располагается в северной части северо-западного сектора Тихоокеанского складчатого пояса. По характеру структур, эволюции магматизма и истории геологического развития эта территория относится к молодой области незавершенной кайнозойской складчатости (Белый и др., 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965), которая, в свою очередь, является составной частью кайнозойского тектонического пояса Азии (Тектоника Евразии, 1966).

Исследованный район с севера и запада оконтурен Чукотско-Охотской ветвью Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса, с востока — акваторией Берингова моря, а с юга и юго-востока по серии глубинных разломов граничит с Камчатско-Курильской тектонической системой. Площадь района более 180 000 кв. км и объединяет расположенные на севере горные сооружения бассейна среднего течения р. Анадырь и большую часть Корякского нагорья.

В геологической литературе эта территория не имеет общепринятого собственного названия и описывается то как северная часть Западно-Камчатско-Корякской складчатой области (Геологическое строение. . . , 1966), то как Корякская складчатая система (Тектоника Евразии, 1966), то как Анадырьско-Корякская зона ранней консолидации альпийской системы Северо-Востока СССР (Бурлии и др., 1968), то, наконец, как Анадырьско-Корякская система Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области (Тильман и др., 1969). Мы принимаем последнее название этой территории, как наиболее точно отражающее особенности ее геологического развития и географическое положение.

Анадырьско-Корякская складчатая система, как и другие структурные элементы кайнозойского тектонического пояса Азии (Тектоника Евразии, 1966), располагается в переходной зоне от континента к Тихому океану и, по географическим данным, характеризуется переходным (от материкового к океаническому) типом строения земной коры. История геосинклинального развития системы была весьма сложной и протекала в обстановке интенсивных блоковых движений, которые обусловили мозаичный план складчатых структур.

Начало геосинклинального развития системы относится к концу верхней юры — началу нижнего мела. Главный геосинклинальный этап охватывает длительный промежуток времени от сенона включительно и заканчивается в конце верхнего мела — начале палеогена (Белый и др., 1964; Тектоника Евразии, 1966). Система распадается на ряд крупных антиклинорий и синклинорий, веерообразно расходящихся в направлении с юго-запада на северо-восток.

Для того чтобы яснее представить геологоструктурную позицию альпинотипных гипербазитовых поясов, выявленных в пределах Ана-

дырско-Корякской складчатой системы, необходимо охарактеризовать основные элементы ее тектоники. По данным исследований последних лет (Белый и др., 1964; Егизаров и др., 1965; Бурлин и др., 1968; Агапитов, Иванов, 1969; Тильман и др., 1969), на территории системы среди мощных (до 12 000 м) различных по формационному типу геосинклинальных отложений мезозой в антиклинальных структурах местами обнажаются фаунистически охарактеризованные отложения палеозоя. Выступы палеозойского фундамента в виде небольших по площади блоков локализируются главным образом в западной части системы (Бурлин и др., 1968). Палеозой представлен преимущественно терригенными и карбонатными образованиями, меньше вулканогенными и кремнистыми толщами. В верхней части стратиграфического разреза палеозоя (средний карбон — пермь), отделенного от отложений силура — нижнего карбона денудационным перерывом, широко распространены грубообломочные породы. Общая мощность палеозойских отложений оценивается примерно в 4000 м. Они дислоцированы в линейные складки северо-восточного простирания. Местами, как, например, в районе Понтонейских гор, породы палеозоя прорваны интрузивами ультраосновного и основного состава, формировавшимися, судя по геологическим данным, в верхнем палеозое (Пономарева, Добрецов, 1966).

Отдельные блоки карбонатных пород, содержащих палеозойскую фауну, известны также в восточной и юго-восточной частях Анадырско-Корякской складчатой системы. Некоторые исследователи (Егизаров и др., 1965), опираясь на эти факты, склонны считать, что палеозойские образования распространены в этом районе значительно шире, и включают в их состав кремнисто-вулканогенную толщу, вмещающую блоки известняков. Результаты исследований последних лет (Гладенков, 1963) и, в частности, определения Л. В. Фирсовым абсолютного возраста вулканогенных пород, отобранных нами в бассейне р. Чирынай (103 млн. лет), показали ошибочность этих представлений и доказали мезозойский (меловой) возраст вулканогенных членов разреза кремнисто-вулканогенных толщ в восточных районах системы.

Наличие в различных районах Анадырско-Корякской складчатой системы выступов палеозойских пород может свидетельствовать о том, что альпийская складчатая система если не целиком, то, по крайней мере, частично была заложена и развивалась на древнем палеозойском складчатом основании. Этот вывод, к которому приходят сейчас многие исследователи (Белый и др., 1964; Тильман и др., 1969; Бурлин и др., 1968; и др.), подтверждается и геофизическими данными (Андреев и др., 1966; Резанов, 1968).

Несколько шире, чем палеозойские отложения, в Анадырско-Корякской складчатой системе распространены ранне- и средне-мезозойские преимущественно терригенные образования, седиментация которых протекала в период от верхнего триаса до средней юры включительно. Они несогласно, с тектоно-денудационным перерывом перекрывают обрывки блоков палеозойского основания складчатой системы и, в свою очередь, с перерывом и несогласием перекрываются отложениями позднего мезозоя. Это обстоятельство дает основание выделять породы раннего-среднего мезозоя в самостоятельный структурный комплекс, который занимает промежуточное положение между палеозойским и позднемезозойско-кайнозойским геосинклинальными комплексами. Общая мощность этих отложений 2000 м. В отличие от линейной складчатости, характерной для палеозойских пород, терригенные толщи верхнего триаса — средней юры дислоцированы в пологие и короткие брахиформные складки. Одна группа исследователей (Русаков и др., 1959; Бурлин и др., 1968; Белый и др., 1964; Кайгородцев, 1966) относит эти отложения к после-

инверсионному этапу развития палеозойской геосинклинали, а другая (Егпазаров и др., 1965; Богдаева, Матвеев, 1960) считает, что они занимают начальный этап развития позднемезозойско-кайнозойской геосинклинали. Учитывая формационный состав отложений, характер складчатости и их взаимоотношение с перекрывающими типично геосинклинальными верхнеюрско-меловыми толщами, мы считаем справедливым мнение первой группы исследователей. Кроме того, следует отметить, что в этот период совершенно отсутствуют следы какой-либо магматической деятельности.

Охарактеризованные два структурных комплекса, объединяющие соответственно палеозойские и ранне- и среднемезозойские отложения, на современном денудационном уровне занимают незначительную площадь. Основная часть территории складчатой системы сложена поздне-мезозойско-кайнозойскими породами.

В структурном плане Анадырско-Корякская складчатая система, как мы уже отмечали, может быть расчленена на ряд перемежающихся антиклинорий и синклинорий (рис. 1). Почти на всех схемах тектонического районирования системы выделяются в направлении с северо-запада на юго-восток следующие главные структурные элементы: Мургальский антиклинорий, Пенжинский синклинорий, Таловско-Майнский и кулисно заходящий за него Бычинский антиклинорий, Алганский мегасинклинорий, Куюльско-Ваежский антиклинорий, Великореченский синклинорий, Северо-Корякский антиклинорий, Алыктаваамский синклинорий и Хатырско-Наваринский антиклинорий.

Учитывая цель настоящей главы и то, что альпийские гипербазитовые пояса распространены в системе не повсеместно, а локализованы в отдельных частных структурах (см. рис. 1), мы не приводим систематического их описания, а дадим лишь краткую характеристику тех из них, где установлены цепи ультраосновных массивов. К последним относятся: Таловско-Майнский, Куюльско-Ваежский, Бычинский и Северо-Корякский антиклинорий, зона перехода от Алыктаваамского синклинория к Хатырско-Наваринскому антиклинорию и Пенжинский синклинорий в той его части, которая выделяется как область Валижгенского поперечного поднятия. Для того чтобы полнее представить место и время становления гипербазитовых поясов в геосинклинальном процессе, целесообразно рассмотреть формирование отмеченных выше тектонических структур в историческом плане.

В начальный этап геосинклинального развития Анадырско-Корякской складчатой системы, охватывающий период с верхов юры до готерива включительно, на месте современных положительных тектонических форм существовали линейно вытянутые в северо-восточном и субширотном направлении прогибы, в которых происходила седиментация различных по формационному профилю геосинклинальных осадков. По данным Д. И. Агапитова и В. В. Иванова (1969), обобщивших большой фактический материал, накопленный к настоящему времени, на месте современного Таловско-Майнского антиклинория в верхней юре — готериве существовал прогиб, выполненный в основном отложениями, характерными для аспидно-сланцевой формации, и лишь в зоне сочленения прогиба с современным Алганским мегасинклинорием, а также в области кулисно расположенного по отношению к Таловско-Майнскому современному Бычинскому антиклинорию происходила седиментация кремнисто-вулканогенных толщ и частично пород морской вулканогенно-осадочной формации. Субширотный Северо-Корякский прогиб, на месте которого в настоящее время выделяется одноименный антиклинорий, целиком был выполнен отложениями кремнисто-вулканогенной формации. То же самое происходило и на месте современного Куюльско-Ваеж-

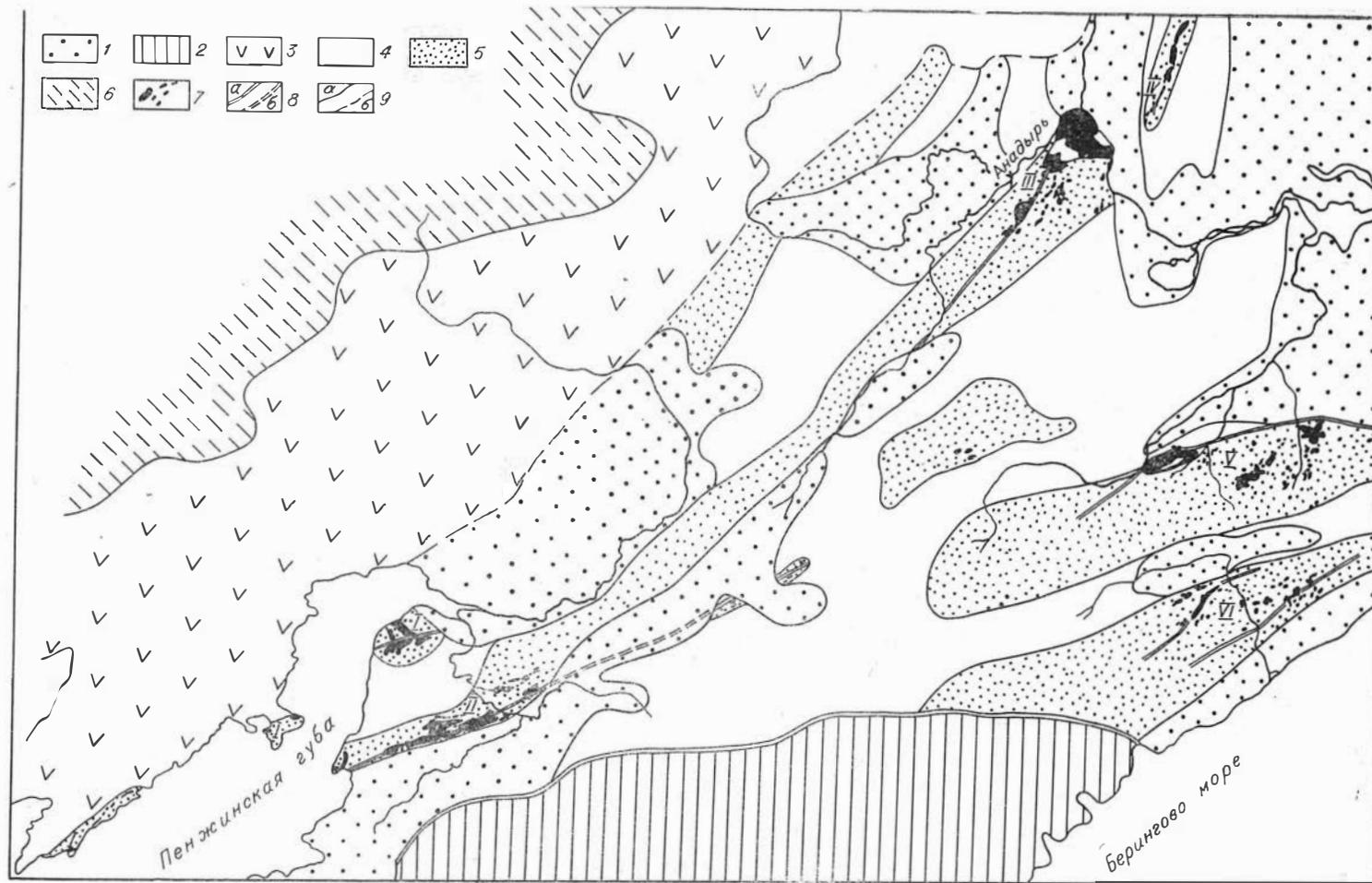


Рис. 1. Схема размещения гипербазитовых поясов в тектонических структурах Анадырско-Корякской складчатой системы (сост. по материалам С. М. Тильмана, Д. И. Агапитова, В. В. Иванова и авторов).

1 — на йнозойские депрессии; 2 — Олюторско-Камчатская складчатая система; 3 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Анадырско-Корякская складчатая система: 4 — синклиории; 5 — антиклиории и поднятия; 6 — складчатые структуры мезозой; 7 — гипербазитовые массивы; 8 — глубинные разломы: а — прослеженные, б — скрытые под чехлом кайнозойских отложений; 9 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые. Западно-Чукотский гипербазитовый пояс: I — Пенжинская ветвь, II — Маметчинско-Кулюльская ветвь, III — Майнская ветвь, IV — Пекульнейская ветвь, V — Корякский гипербазитовый пояс, VI — Хатырский гипербазитовый пояс.

ского антиклинория. В районе Хатырско-Наваринского антиклинория в основном формировались отложения аспидно-сланцевой формации, хотя и там встречаются кремнисто-вулканогенные образования.

Отложения начальных этапов развития позднемезозойско-кайнозойской геосинклинали залегают обычно с угловым несогласием и временным перерывом на раннемезозойских постинверсионных образованиях палеозойской геосинклинали. Общая мощность их достигает 4000 м. Они собраны в линейные складки северо-восточного простирания.

Массивы альпийотипных гипербазитов располагаются в тех частях геосинклиналиных прогибов, где накапливались специфические кремнисто-вулканогенные образования. Альпийотипные гипербазитовые пояса трассируют долгоживущие глубинные разломы, которые хорошо проявляются и в современной тектонической структуре Анадырско-Корякской складчатой системы. К ним относится протяженный глубинный разлом, прослеживаемый вдоль юго-восточного края выделяемого в настоящее время Таловско-Майнского антиклинория. Вдоль этого разлома сопрягаются различные структурно-фациальные зоны существовавшего ранее одноименного геосинклиналиного прогиба. К северо-западу от глубинного разлома располагалась область седиментации аспидно-сланцевой формации, а к юго-востоку — область накопления кремнисто-вулканогенных толщ позднеюрского — валанжинского возраста. Аналогичного типа разломы ограничивают с север-северо-запада и юг-юго-востока современный Ычинский антиклинорий, отделяя область накопления кремнисто-вулканогенных толщ от располагавшихся в позднеюрско-валанджинское время по обе стороны от нее областей седиментации морской осадочно-вулканогенной формации. Такой же глубинный разлом прослеживается и вдоль северного края современного Северо-Корякского антиклинория, где, как и в Таловско-Майнском прогибе, в ранние стадии развития геосинклинали проходила граница области седиментации аспидно-сланцевой и кремнисто-вулканогенной формаций. Глубинный разлом и пространственно связанные с ним тела альпийотипных гипербазитов ограничивали с юго-востока и Куюльско-Ваежский прогиб, существовавший на месте современного антиклинория. Геофизическими исследованиями он отчетливо устанавливается под чехлом рыхлых отложений Паранольской впадины (Тарасенко и др., 1969). Таким образом, эти глубинные разломы, существовавшие уже в ранние стадии развития геосинклиналией, не только предопределяли пути движения ультраосновного вещества из-под коровых областей, но и оказывали влияние на характер осадконакопления в сопряженных с ними тектонических структурах.

В конце готерийского — начале барремского веков в пределах Анадырско-Корякской геосинклиналиной системы устанавливается режим тектонической активизации, завершившейся раннемеловой складчатостью. В результате последней на месте упомянутых выше геосинклиналиных прогибов возникли поднятия.

Магматическая деятельность раннегеосинклиналиного этапа развития системы протекала весьма активно. После излияния основных эффузивов, входящих в состав морских осадочно-вулканогенных формаций, началось становление многочисленных массивов альпийотипных гипербазитов и тесно пространственно связанных с ними более молодых габброидных интрузивов. В конце раннегеосинклиналиного этапа развития сформировались гранитоидные массивы, сложенные преимущественно плагиогранитами и подчиненными им гранодиоритами, кварцевыми и бескварцевыми диоритами, а также гранитами. Тела их локализованы главным образом в районах современных Ычинского, Северо-Корякского и Хатырско-Наваринского антиклинориев. По данным А. Ф. Ми-

хайлова (1966), гранитоиды рвут и метаморфизуют отложения раннего мела, а галька их встречается в конгломератах апт-альба и сеномана.

Последующая история геологического развития Анадырско-Корякской складчатой системы приобретает качественно иное содержание. По данным Д. И. Агапитова, В. В. Иванова (1969), а также Ю. К. Бурилина и др. (1968), в период от баррема до середины сенона включительно в связи с частичной инверсией геосинклинали среди осадочных образований мела начинают преобладать отложения флишевых и морских молассовых формаций. Затухает вулканическая деятельность и усложняется общая тектоническая структура. Появившееся в начале этого периода на месте Таловско-Майнского прогиба поднятие продолжало расти в северо-западном направлении за счет вовлечения в зону воздымания соседних районов Пенжинского синклинория. Вместе с тем в это время отмечается и большая скорость прогибания Пенжинского синклинория, особенно в его юго-западной части, где мощность морских песчано-глинистых молассовых отложений баррем-сенонского возраста, по данным В. А. Титова (1959) и М. А. Пергамента (1965), достигает 10 000 м. В послеальбское время в пределах Пенжинского синклинория начали оформляться поперечные положительные структуры, в том числе насыщенное гипербазитовыми массивами Валиженское поперечное поднятие. На территории последнего в отличие от молассовых песчано-глинистых отложений Пенжинского синклинория накапливались молассовые угленосные толщ. На месте Бычинского, Куюльско-Ваежского, Северо-Корякского и Хатырско-Наваринского добарремских геосинклинальных прогибов в баррем-среднесенонское время существовали поднятия центрального типа, в пределах которых происходила седиментация отложений морской молассовой песчано-глинистой формации. Магматическая деятельность в это время практически не проявлялась, за исключением излияния основных лав, составляющих часть алганской свиты одноименного прогиба (Белый, 1963), располагавшегося в тот период к юго-востоку от Таловско-Майнского поднятия.

Начиная со второй половины сенонского времени Анадырско-Корякская складчатая система переживает наиболее интенсивную фазу складчатости, в результате которой наступает орогенный этап развития региона. Во время этого этапа продолжают резко сокращаться области прогибания, усиливаются блоковые движения и связанная с этим процессом вулканическая деятельность. Вновь меняется формационный характер отложений. В орогенный период развития среди осадочных образований системы преобладают отложения континентальных и морских моласс. Этот этап геологического развития продолжается до миоцена включительно. В области устойчивых прогибаний (Пенжинский и Алякватваамский прогибы) в это время возникает серия орогенных впадин, разделенных поперечными поднятиями. К этому же времени относится формирование наиболее крупной Анадырской наложенной впадины. Наряду с проявлением наземного вулканизма, представленного покровами эффузивов основного состава, формировались мелкие гипабиссальные интрузивы основного, основного-щелочного и реже кислого состава. Они располагаются главным образом по периферии системы, преимущественно в западных и северных ее районах. Тела щелочных габброидов метаморфизуют сенон-датские и, вероятно, палеогеновые породы Бычинского и Хатырско-Наваринского антиклинориев. Галька их обнаружена в конгломератах олигоцена (Михайлов, 1966). Нами в пределах Северо-Корякского антиклинория (бассейн р. Чпрынай) установлены мелкие гипабиссальные тела кварцсодержащих габбро-диабазов, которые прорывают и метаморфизуют флористически охарактеризованные терригенные палеогеновые отложения. Абсолютный возраст

габбро-диабазов, по определению Л. В. Фирсова К—Аг-методом, 27 ± 3 млн. лет.

Постгеосинклинальный этап развития Анадырско-Корякской складчатой системы, по данным одних исследователей (Тильман и др., 1969), начинается с позднего палеогена, а местами с позднего миоцена. Другие же (Егiazаров, 1963) полагают, что он начался с четвертичного периода. Наконец, третьи (Агапитов, Иванов, 1969) считают, что для точной датировки этапа завершения геосинклинального процесса в пределах системы недостаточно материала. Осадочные и вулканогенные отложения этого этапа формировались в континентальных условиях и не подвергались складчатым деформациям. Среди молодых магматических образований кайнозойского времени отметим покровы базальтов, андезито-базальтов, игнимбригов, дацитов, липаритов и трахилипаритов.

В заключение еще раз подчеркнем, что в Анадырско-Корякской геосинклинали, как и в большинстве других геосинклиналей, гипербазитовые массивы формировались на ранних этапах ее развития вслед за массовым излиянием базальтоидных лав, входящих в состав офиолитовых формаций. В этой связи следует считать неправомерным включение в состав Анадырско-Корякской складчатой системы гипербазитовых поясов бассейна р. Вывенки и Камчатки, рассматриваемых некоторыми исследователями (Егiazаров и др., 1965) как продукты преинверсионного этапа развития геосинклинали Корякского нагорья. Гипербазитовые пояса этих районов относятся к другой, более молодой, Олюторско-Камчатской складчатой системе, развитие которой началось лишь в верхнем мелу.

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ПОЯСА АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

На основании изложенного в предыдущих главах в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы нами выделяются три гипербазитовых пояса, пространственно разобщенных между собой и последовательно сменяющих друг друга в направлении от континента к океану (см. рис. 1): Западно-Чукотский, Корякский и Хатырский. Гипербазитовые пояса занимают определенное тектоническое положение в пределах системы и контролируются глубинными разломами.

Ниже дается детальная характеристика каждого пояса и входящих в его состав типоморфных гипербазитовых массивов.

ЗАПАДНО-ЧУКОТСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС

Под этим названием мы объединяем протяженные цепи ультраосновных массивов, прослеживающиеся в северо-восточном направлении от п-ова Тайгонос на юге до Пекульнейского хр. на севере. Западно-Чукотский гипербазитовый пояс, по существу, представляет собой систему кулисно расположенных самостоятельных гипербазитовых поясов, трассирующих единую зону глубинного разлома, отдельные элементы которой сопряжены между собой. Этот разлом является составной частью Чукотско-Охотского линеамента — генеральной разрывной структуры Северо-Востока СССР, разделяющей крупнейшие тектонические элементы этого района: мезозонды Верхояно-Чукотской складчатой области и структуры кайнозойской незавершенной складчатости Анадырско-Корякской системы. С этой главной разрывной структурой, уходящей далеко за пределы северо-восточных районов СССР, совмещается Чукотско-Охотский вулканогенный пояс, к востоку от которого и располагаются цепи гипербазитовых массивов.

Вдоль Чукотско-Охотского линеамента геофизическими исследованиями (Николаевский, 1964; Чиков, Иванов, 1963) устанавливается четкая гравитационная ступень и зона полосовых магнитных аномалий большой интенсивности. В области гравитационного уступа обнаруживается перепад мощностей земной коры, достигающий 10 км и обусловленный флексурным перегибом поверхности Мохо. Эти данные свидетельствуют о проникновении разрывных нарушений в верхнюю мантию Земли.

Сопряженные с Чукотско-Охотским линеamentом глубинные разломы, контролирующие размещение гипербазитовых массивов Западно-Чукотского пояса, как и главный линеament, четко фиксируются полосой аномального магнитного поля, которая выделяется на фоне прилегающих областей с пониженными значениями ΔT (Чиков, 1967). Полоса аномального магнитного поля прослеживается от Пенжинской губы до бассейна среднего течения р. Анадырь, включая Пекульнейский хр.

В полосе устанавливается положительное аномальное магнитное поле с высокими значениями напряженности и большими градиентами ΔT , превышающим общий уровень на 300—700 и более гамм. Поля положительных магнитных аномалий в зонах глубинных разломов совмещаются с областями больших градиентов силы тяжести, которые, как полагает Б. М. Чиков (1967), обычно соответствуют крутопадающим границам раздела областей с различными глубинами залегания основных гравитирующих поверхностей. Интерпретация магнитного поля показывает, что аномалии вызваны протяженными крутопадающими телами, обладающими высокой намагниченностью (Чиков, Иванов, 1963). Весьма вероятно, что указанные магнитовозмущающие тела представлены не вскрытыми эрозией массивами гипербазитов, так как наиболее интенсивные магнитные аномалии в этих районах всегда хорошо совмещаются с контурами выходящих на поверхность гипербазитовых тел. Это обстоятельство позволяет считать, что фактическая насыщенность глубинных разломов Западно-Чукотского пояса телами гипербазитов значительно выше той, которую можно наблюдать на современном эрозионном срезе. В частности, расчеты показывают, что в южной части пояса некоторые тела гипербазитов погружены на глубину 200—400 м.

В пределах Западно-Чукотского пояса в настоящее время насчитывается более 150 гипербазитовых массивов, площадь выходов которых варьирует от нескольких десятков квадратных метров до нескольких сотен квадратных километров. Здесь расположены Усть-Бельский и Куюльский гипербазитовые массивы, являющиеся самыми крупными телами ультраосновных пород не только Анадырско-Корякской складчатой системы, но и всей обширной территории Северо-Востока СССР. Общая площадь гипербазитовых массивов Западно-Чукотского пояса более 1250 кв. км.

Многие массивы в плане обладают линзообразной формой и вытянуты в соответствии с простиранием вмещающих толщ и разрывных нарушений в северо-восточном направлении. Реже встречаются массивы изометричной или неправильной формы. Тем не менее во всех случаях, как показывают геофизические исследования, массивы гипербазитов являются пластинообразными телами, согласно залегающими среди вмещающих их пород.

Подавляющее большинство гипербазитовых тел Западно-Чукотского пояса размещено среди характерных кремнисто-вулканогенных отложений нижнего мела. Среди вулканогенных пород преобладают зеленокаменные измененные эффузивы основного состава — альбитизированные диабазы, пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты и сопровождающие их пирокластические образования, чередующиеся с яшмами, кремнистыми сланцами или полимиктовыми песчаниками и сланцами. Значительно реже среди этих отложений встречаются прослои карбонатных пород. Эти типичные эвгеосинклинальные толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и реже амфиболитовой и глаукофановой фаций. Они собраны в линейные складки северо-восточного простирания с крутыми углами наклона крыльев.

Гипербазиты, слагающие массивы Западно-Чукотского пояса, представлены в основном перидотитами (гарцбургитами, реже лерцолитами и верлитами), которым количественно подчинены дуниты. Все эти породы в той или иной мере серпентинизированы. Очень широко распространены серпентиниты, слагающие большую часть мелких массивов и значительные по площади поля в крупных телах. В составе массивов описываемого гипербазитового пояса широко развиты высокотемпературные метасоматические жилы пироксенитов (диопсидитов, энстатититов и вебстеритов), реже встречаются гранатосодержащие (эклитоподобные) породы.

Обращает на себя внимание незначительное распространение среди гипербазитов продуктов относительно низкотемпературного их преобразования — кварцево-карбонатных и тальково-карбонатных пород, тальцитов, актинолититов и др. Отмечаются также весьма оригинальные кластические породы, тесно ассоциирующие с ультраосновными массивами мыса Валижген и представленные конгломератами, брекчиями и песчаниками, обломочный материал которых состоит преимущественно из гипербазитов.

С гипербазитовыми массивами описываемого пояса пространственно тесно связаны секущие их тела габброидов, сложенные габбро, габбропоритами, оливковыми габбро и другими их разновидностями.

По направлению с юга на север в составе Западно-Чукотского гипербазитового пояса выделяются следующие его составные элементы: Пенжинская, Маметчинско-Куьюльская, Майнская и Пекульнейская ветви.

Пенжинская ветвь

Пенжинская ветвь простирается в северо-восточном направлении от п-ова Тайгонос на юго-западе до мыса Валижген на северо-востоке и имеет длину около 270 км. Слагающие эту ветвь гипербазитовые массивы обнажаются на трех участках побережья Пенжинской губы. Юго-западный фланг Пенжинской ветви прослеживается более чем на 60 км от западного побережья бухты Щель вдоль береговой линии п-ова Тайгонос до безымянного залива, расположенного в 20 км к северо-востоку от мыса Наблюдений (рис. 2). Далее к северо-востоку эта ветвь скрывается под

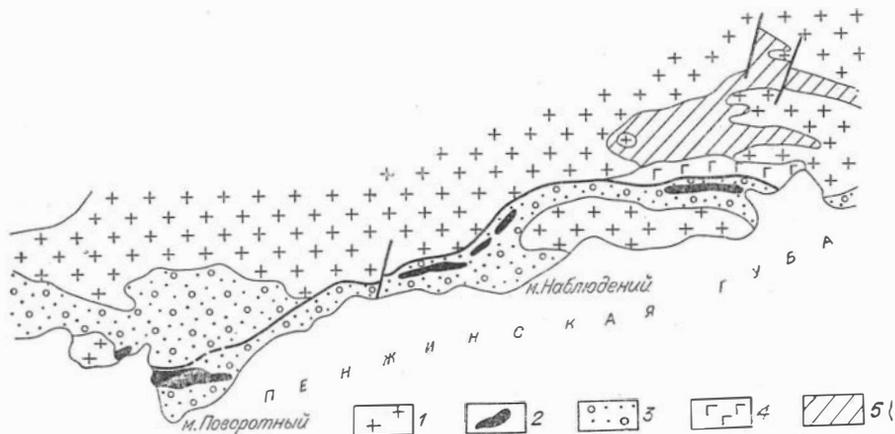


Рис. 2. Схема геологического строения Пенжинской ветви Западно-Чукотского гипербазитового пояса. По Г. Е. Некрасову (1 — раннемеловые гранитоиды; 2 — гипербазиты; 3 — кремнисто-вулканогенные и терригенные породы валажгенского готерива; 4 — метагаббро; 5 — метаморфизованные позднепалеозойские породы).

водами Пенжинской губы и вновь появляется на п-ове Елистратова, где обнажается еще один гипербазитовый массив. Затем ветвь снова уходит под воды Пенжинской губы с тем, чтобы через 60 км появиться в районе мыса Валижген, где сосредоточено большое количество выходов ультраосновных пород. Северо-восточный фланг Пенжинской ветви погребен под мощной толщей позднемезозойских и кайпозойских отложений Пенжинского синклинория (см. рис. 1).

Структурное положение южного фланга Пенжинской ветви гипербазитового пояса определяется локализацией ультраосновных массивов вдоль регионального разлома. Последний в совокупности с расположенными к северо-западу от него подобными разрывными структурами отделяет Тайгоносский срединный массив, сложенный метаморфическими толщами докембрия (Снятков, 1963; Тильман и др., 1969), а по Г. С. Гнибиденко (1969) — палеозоя, выступающими среди мезозойд Верхояпо-Чукотской складчатой области, от геосинклинальных отложений более молодой Анадырско-Корякской складчатой системы. Выяснение тектонической природы структурного блока, расположенного к северо-западу от разрывных нарушений, контролирующих размещение гипербазитовых массивов, осложняется тем, что эти структуры обнажаются лишь в эрозионных «окнах» либо в небольших тектонических блоках из-под обширных полей распространения вулканогенных и интрузивных образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Аналогичная картина в районе п-ова Елистратова, где обнажается среднее звено Пенжинской ветви. Расположенный здесь гипербазитовый массив, вмещаемый нижнемеловыми осадочно-вулканогенными отложениями, трассирует ту же разрывную структуру, которая контролирует размещение гипербазитовых тел в юго-восточной части п-ова Тайгонос. Гипербазитовые массивы северо-восточного окончания Пенжинской ветви обнажаются в пределах так называемого Валижгенского поперечного поднятия, выступающего среди мощных позднемезозойских и кайнозойских отложений, которые выполняют Пенжинский синклинорий. И здесь выходы ультраосновных пород располагаются вдоль тектонических нарушений, которые обуславливают мозаично-блоковую структуру поперечного поднятия, сложенного в основном нижнемеловыми и частично триас-палеозойскими отложениями (по данным В. П. Василепко). С тайгоносским флангом Пенжинской ветви пространственно совмещен Прибрежно-Тайгоносский метаморфический пояс глаукофан-сланцевого типа (Добрецов, Курода, 1969). В пределах этого пояса М. Л. Гельманом и Г. Е. Некрасовым (1968) установлены выходы гранатсодержащих пород.

В составе Пенжинской ветви в настоящее время насчитывается 47 ультраосновных массивов, представленных как мелкими линзами, длина которых не превышает первых десятков метров, так и пластинообразными, линзовидными и неправильными в плане телами протяженностью 3—8 км и шириной от нескольких метров до 3 км.

Общая площадь выходов гипербазитов 115 кв. км. Гипербазитовые массивы южной и средней частей ветви обычно залегают среди кремнисто-вулканогенных и вулканогенно-терригенных отложений кингвеевской и мялекасинской свит (спилиты, палеотипные базальты, яшмы, кремнисто-карбонатные и кремнисто-глинистые сланцы и подчиненные им терригенные породы), датированных берриасом — валанжином (Похналайнен, 1967; Тихомиров, 1969). Вместе с тем, по данным М. Л. Гельмана и Г. Е. Некрасова (1968), галька серпентинитов в этом районе была установлена в конгломератах готеривского возраста. В северо-восточной части ветви (мыс Валижген) массивы ультраосновных пород вмещаются главным образом существенно терригенными породами (граувакки, полимиктовые песчаники, гравелиты, туфы) тылакрьельской свиты готеривского возраста. В гальках конгломератов вышележащей кармаливаямской свиты барремского возраста Л. А. Анкудиновым здесь обнаружены обломки ультраосновных пород.

Ультраосновные массивы сложены в основном серпентинитами, среди которых в более крупных телах сохранились небольшие участки в различной степени серпентинизированных перидотитов и подчиненных им дунитов. Перидотиты обычно представлены лерцолитами, реже встречаются

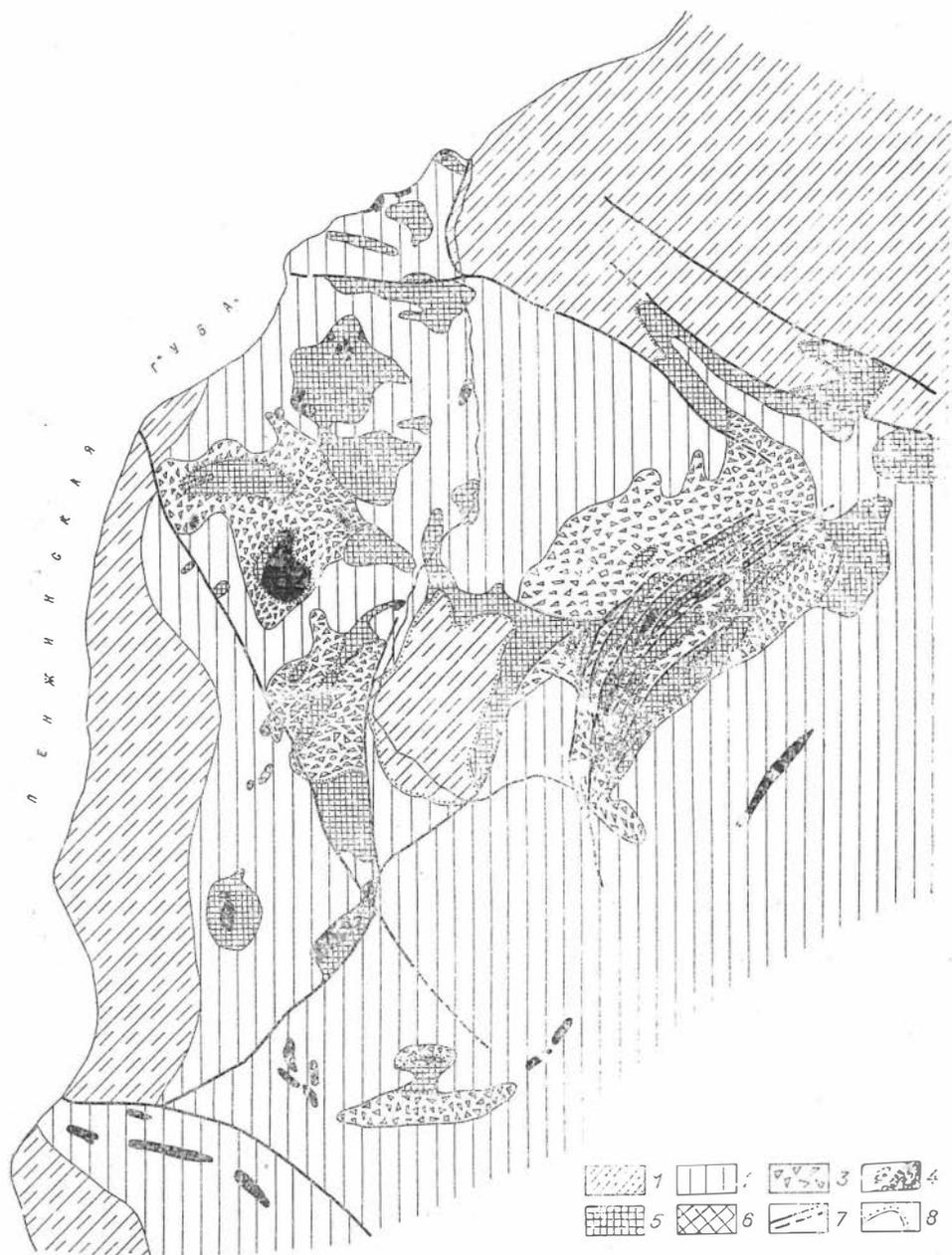


Рис. 3. Схема геологического строения мыса Валижген.

1 — Cg_2 , терригенные отложения; 2 — Cg_2 , вулканогенно-осадочные (кингвиевская и мялекасынская свиты) и терригенные (тылакрьльская свита); 3 — брекчии, конгломерато-брекчии, песчаники и алевролиты ультраосновного состава; 4 — интрузивы габброидов; 5 — гипербазиты; 6 — блоки позднепалеозойских пород; 7 — тектонические нарушения; 8 — границы несогласного залегания пород.

гарцбургиты. Уникальными образованиями Пенжинской ветви являются широко распространенные на мысе Валижген брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты и песчаники ультраосновного состава. Они тесно пространственно ассоциируют с телами гипербазитов и вне связи с последними обнаружены не были (рпс. 3).

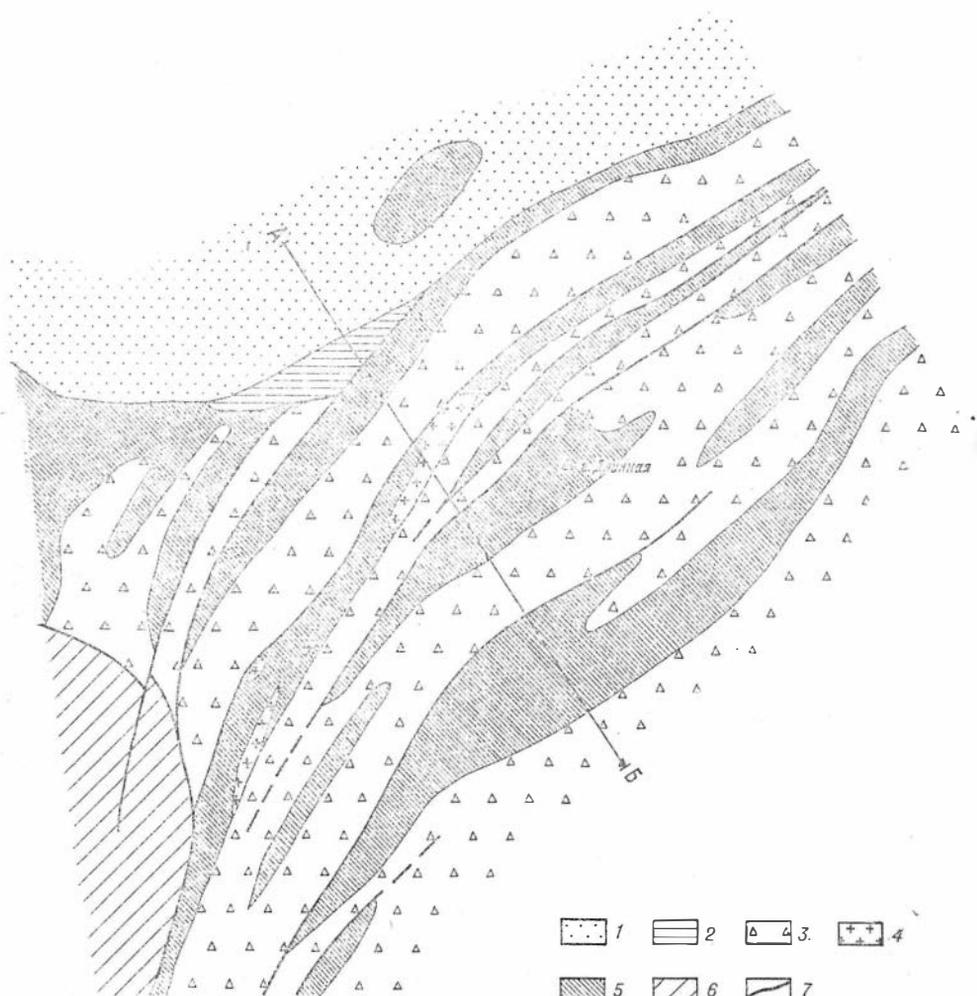
Среди метасоматических апогипербазитовых образований, помимо широко распространенных серпентинитов, следует отметить актинолититы, обнаруженные на побережье бухты Щель (п-ов Тайгонос) на контакте гипербазитов с прорывающими их гранитоидными интрузивами. Здесь же на мысе Поворотном в ассоциации с гипербазитами обнаружены гранатосодержащие породы (Гельман, Некрасов, 1968).

С гипербазитовыми массивами Пенжинской ветви во всех ее звеньях тесно ассоциируют секущие их небольшие штоко- и дайкообразные тела габброидов. Наиболее распространенными породами среди них являются габбро-нориты и габбро. Иногда встречаются жилы габбро-пегматитов. В эзоконтактных ореолах габброидных тел во многих случаях (массивы, расположенные на правом водоразделе р. Илстой, на правом берегу р. Горелой, в ее верховье, по руч. Озерному и т. д.) нами были установлены полосчатые гибридные породы — троктолиты, плагиоклазовые перидотиты и пироксениты. Аналогичным ореолом гибридных пород окружены ксенолиты гипербазитов, включенные в тела габбро-норитов, и участки гипербазитов, сохранившиеся в виде остатков кровли на поверхности габброидных интрузивов. Все это создает ложное впечатление постепенности переходов от гипербазитов к прорывающим их телам габбро-норитов и габбро.

Помимо упомянутых габброидов, обломки которых наряду с гипербазитами обнаруживаются в осадочных отложениях тылакрыльской свиты, в районе Валижгенского поднятия устанавливаются и более молодые габброидные интрузивы. Абсолютный возраст их, определенный калий-аргоновым методом, составляет, по данным В. П. Васнленко, 58—63 млн. лет, что соответствует раннему палеогену. Эти молодые интрузивы рвут гипербазиты и, кроме того, отмечены нами в виде секущих жилообразных тел в ранее упомянутых нижнемеловых габброидах (правобережье р. Ясной).

Остановимся в качестве примера на более подробной характеристике гипербазитового массива горы Длинной. Он интересен тем, что на отдельных его участках сохранились относительно мало измененные ультраосновные породы, что позволяет установить их первичный состав. Кроме того, здесь широко распространены отмеченные выше очень редко встречающиеся своеобразные кластические породы ультраосновного состава, а относительно хорошая обнаженность массива дает возможность выяснить их условия формирования и взаимоотношения с монолитными ультраосновными породами.

Схема геологического строения центральной части массива г. Длинной, составленная нами с учетом данных наших предшественников, показана на рис. 4. Массив в своей центральной части состоит из серии сближенных между собой, линейно вытянутых в северо-восточном направлении выходов ультраосновных пород, разделенных полосами брекчий, конгломерато-брекчий, гравелитов и песчаников, обломочный материал и цемент которых сложен в основном продуктами дезинтеграции гипербазитов. Общая площадь массива 42 кв. км. Он залегает среди терригенных отложений мялекасынской (валанжин) и тылакрыльской (готерив) свит нижнего мела. Центральная часть массива с его северо-западной стороны находится в тектоническом контакте с нерасчлененными отложениями верхнего мела, объединенными в валижгенскую свиту. Массив разбит многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного



Схематический разрез по линии А-В



Рис. 4. Схема геологического строения центральной части гипербазитового массива г. Длинной.

1 — четвертичные отложения; 2 — S_2 , терригенные отложения валижгенской свиты; 3 — брекчии, конгломерато-брекчии, гравелиты и песчаники ультраосновного состава; 4 — габбро; 5 — гипербазиты; 6 — S_1 , терригенные отложения мялекасынской (валажнин) и тылакрьзльской (готерив) свит; 7 — тектонические нарушения.

простирапия, плоскости сместителей которых падают на юго-восток под углом $10-30^\circ$.

Обнаженные на поверхности протяженные выходы гипербазитов сложены серпентинитами, серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами. Здесь же встречаются слабо серпентинизированные разновидности лерцолитов, которыми, в частности, сложены участки массива вблизи вершины г. Длинной и на ее северо-западном склоне. Количество пироксеновой составляющей в лерцолитах более или менее постоянно и не превышает $20-25\%$ объема породы.

Даже относительно слабо серпентинизированные разности гипербазитов г. Длинной в значительной степени катаклазированы. Катаклаз выражен не только резким нарушением оптической ориентировки породообразующих минералов, что обычно для альпинотипных гипербазитов, но и раздробленностью зерен оливина и пироксенов, появлением в них двойников трансляции и других признаков тектонического воздействия. Основная масса серпентина в серпентинизированных перидотитах и образованных по ним серпентинитах представлена лизардитом. Гораздо реже можно обнаружить антигорит. Обычны псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену. Местами в массиве встречаются жилки хризотил-асбеста.

Гипербазитовый массив г. Длинной сечется мелкими телами габброидов, представленных нормальными и оливинсодержащими разностями габбро-норитов и габбро. Все они подверглись интенсивному аутометаморфизму, в результате чего были амфиболизированы и сосюритизированы. Как и гипербазиты, эти породы несут отчетливые признаки динамометаморфизма.

Контакты выходов гипербазитов с кластическими ультраосновными породами на северо-западных склонах г. Длинной (см. рис. 4) почти везде тектонические. Это проявляется в расланцевании серпентинитов в зоне разломов, развитии чечевицеобразной отдельности, зеркал скольжения и других признаков движений. Тектоические контакты четко выражаются также в современном рельефе в виде уступов, сложенных конгломератами и брекчиями, перед которыми располагаются плоские заболоченные участки.

За пределами массива г. Длинной в многочисленных выходах ультраосновных пород мыса Валижген тектоический характер контакта между телами гипербазитов и ассоциирующими с ними кластическими породами ультраосновного состава устанавливается далеко не всегда. Часто гипербазитовые брекчии и конгломерато-брекчии полого залегают на эродированной поверхности гипербазитовых тел. Нами неоднократно наблюдались различной формы и размеров «нашлепки» крупнообломочных ультраосновных пород, перекрывающих выходы гипербазитов. Особенно четко это можно видеть в бассейне среднего течения р. Горелой, в верховьях ее левых притоков, где обнажается серпентинитовый массив. Непосредственно на выходах монокристаллических гипербазитов обычно залегают крупнообломочные брекчии или конгломерато-брекчии, которые по мере удаления от контакта вверх по разрезу сменяются породами, состоящими из менее грубого материала (табл. I, II)*. Вообще же более 90% объема обломочных ультраосновных пород мыса Валижген составляют крупно- и гигантообломочные. Четкой ритмичности в строении пачек кластических ультраосновных пород, как утверждал А. Ф. Михайлов (1962), мы не наблюдали, хотя наличие в их составе гравелитов и песчаников является установленным фактом.

Максимальная мощность тел обломочных ультраосновных пород, которую нам удалось наблюдать в районе гипербазитового массива г. Длинной, около 50 м. Степень сортировки материала крупнообломочных пород преимущественно невелика и постепенно возрастает в сторону от контакта с выходами гипербазитов в тех случаях, когда он не является тектоическим. Размер обломков колеблется от глыб в несколько кубических метров до десятков кубических сантиметров. Цемента немного. Окатанность обломков неодинакова. Крупные глыбы почти не окатаны, форма их угловатая. Вместе с тем среди обломков меньшего размера обнаруживаются иногда идеально окатанные валуны и гальки уплощенной эллип-

* Табл. I — XLIV см. в конце книги: Приложение II.

сойдной формы. Степень сортировки и окатанности обломков, входящих в состав гравелитов и песчаников, значительно выше. Цемента в них также мало. Количество его, по результатам проведенных нами подсчетов в шпифах, составляет от 19 до 23% объема породы. Состав обломков в крупно-обломочных разностях почти исключительно гипербазитовый (серпентиниты, серпентинизированные перидотиты). Изредка в небольшом количестве к ним примешиваются обломки габброидов, которые интродуцируют тела гипербазитов. Ассортимент обломков в гравелитах и песчаниках значительно разнообразнее, хотя и в них явно преобладают гипербазиты и продукты их дезинтеграции (серпентиниты с петельчатой структурой зерна бастита, клинопироксена, хромшпинелидов, изредка баститизированного ромбического пироксена) (табл. III, IV). В подчипенном количестве обнаруживаются обломки габброидов (амфиболлизированные и сосюртитизированные нормальные и оливиновые габбро, зерна амфибола и плагиоклаза), порфиритов, сланцев и перекристаллизованных известняков. Когда количество обломков становится значительным, песчаники и гравелиты приобретают характер полимиктовых образований. Ниже приводится количественно-минеральный состав этих пород (об. %):

	Обр. 714в	Обр. 709а
Серпентиниты и серпентинизированные перидотиты . . .	64,3	70,8
Обломки бастита, клинопироксена, хромшпинели . . .	4,1	4,9
Габбро	6,6	3,9
Порфириты	2,4	1,1
Цемент	22,6	19,3

Размер обломочного материала в песчаниках варьирует от сотых долей до 1 мм. В гравелитах он увеличивается до 4 см и более. В крупно-обломочных породах цементом служит мелкая фракция материала обломков с небольшим количеством плохо поляризирующего криптокристаллического агрегата, окрашенного в проходящем свете в бледно-зеленый цвет. Местами заметна его колломорфная структура. По данным рентгеноструктурного анализа, эта часть цемента в основном состоит из лизардита с примесью хризотила. Методом ИКС здесь, кроме того, обнаружены глинистый минерал (вероятно, каолин) и следы карбонатов. Таким образом, можно считать, что то небольшое количество цемента, которым скреплен обломочный материал ультраосновных кластических пород, обычно сложено диагенезированным серпентинитовым песком и плом. Иногда цемент частично или полностью замещается мелкокристаллическим агрегатом кальцита. В этих случаях по периферии обломков кое-где образуется узкая каемка бледно-зеленого актинолита, который развивается частично и по серпентинитовому агрегату. В участках карбонатизации обнаруживаются жилки кальцита, рассекающие как цемент, так и обломочный материал породы. Это свидетельствует о том, что после седиментации обломочные породы на отдельных участках подверглись воздействию гидротермальных растворов, в результате чего образовались амфибол и кальцит.

Несовершенство сортировки и окатанности кластического материала обломочных пород ультраосновного или существенно ультраосновного состава и тесная ассоциация их с выходами гипербазитов свидетельствуют о том, что продукты дезинтеграции ультраосновных пород не подвергались длительной транспортировке и были отложены непосредственно в местах их образования или поблизости от последних. Это положение можно иллюстрировать еще одним примером. В долине левых истоков р. Длинной среди монопитных гипербазитов обнажается небольшое тело катаклазированного габбро, юго-восточный контакт которого, как и вмещающие его гипербазиты, перекрыт обломочными ультраосновными породами. Последние вблизи контакта с габбро состоят почти исключительно из

обломков габбро. По мере удаления от контакта с габброидами в составе обломочной части кластических пород все большую роль начинают играть ультраосновные породы, которые затем становятся преобладающими

Характеризуя эти оригинальные кластические породы ультраосновного состава, необходимо отметить, что в бассейне р. Веселой в песчаниках и брекчиях ультраосновного состава были найдены остатки мшанок и раковина *Ostrea* (Михайлов, 1962). Нами в вершине правого истока р. Длинной среди обломков плохо окатанного конгломерата ультраосновного состава был обнаружен белемнит, тело которого, по заключению В. Н. Сакса (устное сообщение), несколько деформировано, что не позволило определить его вид.

Аналогичные описанным выходы кластических пород ультраосновного состава известны среди верхнеюрских — нижнемеловых отложений нижней части стратиграфического разреза Большой Долины в Западной Калифорнии (Бейли, Блейк, 1969). Там они названы осадочными серпентинитами и прослежены в виде отдельных выходов более чем на 30 км. Эти породы слагают тонкие прослои среди алевролитов либо образуют довольно мощные линзообразные тела. По данным названных исследователей, осадочные серпентиниты в своей главной массе состоят из сильно размельченного серпентинита и текстурно сходны с перемежающимися с ними алевролитами. В отдельных выходах обнажаются крупнообломочные породы ультраосновного состава, состоящие из больших глыб серпентинитов и серпентинизированных перидотитов, сцементированных мелкообломочной фракцией тех же пород. В составе горизонтов алевролитов, перекрывающих осадочные серпентиниты, обнаруживаются обломки и мельчайшие частицы серпентина. Как видно из сказанного, все отличия между кластическими ультраосновными породами мыса Валижген и осадочными серпентинитами Западной Калифорнии заключаются лишь в том, что в составе описываемых пород Большой Долины преобладает мелкообломочный серпентинитовый материал, в то время как в районе наших работ преобладают крупные глыбы серпентинитов и серпентинизированных перидотитов. В соответствии с этим в Большой Долине преимущественно развиты серпентинитовые алевролиты и песчаники, а на мысе Валижген — брекчии и конгломерато-брекчии. Грубообломочный ультраосновной материал не мог далеко транспортироваться, и потому на мысе Валижген кластические ультраосновные породы всегда пространственно тесно ассоциируют с источниками своего питания — массивами гипербазитов. Наоборот, в Западной Калифорнии тонкообломочный ультраосновной материал отлагался вдали от источников питания, и поэтому там связь между кластическими ультраосновными породами и гипербазитовыми массивами не столь очевидна.

Выше отмечалось, что в отношении генезиса обломочных ультраосновных пород мыса Валижген существуют различные точки зрения. Так, Н. М. Янчук считала эти породы пирокластическими образованиями, которые, по ее мнению, сформировались в процессе излияния ультраосновных лав. Вслед за Н. М. Янчук А. Ф. Михайлов (1960) также полагал, что гипербазиты мыса Валижген образуют стратифицированные покровы, в которых агломератовые серпентинитовые породы чередуются с горизонтами песчаников и брекчий ультраосновного состава. Позднее этот автор уточнил свои представления о генезисе ультраосновных пород мыса Валижген (Михайлов, 1962). Монолитные и брекчированные гипербазиты рассматривались им как взрывные породы, которые в дальнейшем подвергались перемыву в области берегового прибоя и морских течений, в результате чего образовались полимиктовые брекчии гипербазитов и серпентинитовые песчаники.

Ранее посетивший этот район Г. Г. Кайгородцев (1954) пришел к заключению, что гипербазитовые брекчии имеют различный генезис. Он считал, что часть этих пород возникла в результате тектонических движений (псевдоконгломераты), однако главная масса их образовалась в процессе вулканической деятельности (эруптивные и пирокластические брекчии). Встречающиеся в брекчиях обломки чуждых гипербазитам пород рассматривались Г. Г. Кайгородцевым как интрателлурпические включения, вынесенные ультраосновной магмой из глубин Земли.

Таким образом, все упомянутые исследователи признавали вулканогенный генезис гипербазитов мыса Валижген в большей части сопровождающих их ультраосновных кластических пород. Иных представлений придерживались М. В. Богидаева и В. Т. Матвеевко (1960), по мнению которых все гипербазитовые массивы района являются типичными интрузивными образованиями, а ассоциирующие с ними брекчии возникли исключительно в результате более поздних тектонических движений.

Изложенный материал, характеризующий как монолитные гипербазиты, так и пространственно с ними связанные обломочные породы ультраосновного состава, со всей очевидностью свидетельствует о том, что ни та ни другая точки зрения на происхождение ультраосновных пород мыса Валижген не могут быть признаны целиком правильными. Эффузивный генезис гипербазитов и их брекчированных разновидностей не выдерживает никакой критики хотя бы уже по одному тому, что они представлены полиокристаллическими крупнозернистыми породами, нехарактерными для излившихся образований. Что же касается пластообразной формы тел гипербазитов, то она не является особенностью данного района, а присуща вообще всем телам альпитипных гипербазитов. Наши предшественники допускали ошибку, полагая, что в описываемом районе маломощные пластообразные тела гипербазитов «чередуются» с горизонтами обломочных ультраосновных пород. На самом деле, как было показано выше, мы неоднократно убедились в том, что мощность тел обломочных ультраосновных пород не только в пределах гипербазитового массива г. Длинной, но и в других местах мыса Валижген максимум несколько десятков метров. Кроме того, они не образуют правильных слоев, чередующихся с пластообразными телами гипербазитов, а залегают в виде сравнительно маломощного пласта или сохранившихся от него денудационных останцов на эродированной поверхности крупного плитообразного полого залегающего гипербазитового массива. Чередование массивных гипербазитов и обломочных ультраосновных пород в районе г. Длинной объясняется сочетанием разрывных тектонических движений и последующих денудационных процессов (см. рис. 4).

С другой стороны, нельзя согласиться с М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко (1960) в том, что все обломочные ультраосновные породы мыса Валижген возникли в результате тектонических движений. Против такой упрощенной точки зрения свидетельствуют многочисленные факты сортированности обломочного материала в кластических породах ультраосновного состава; наличие в них элементов слонстости; присутствие среди них галек, иногда прекрасно окатанных и отвечающих по составу не только гипербазитам, но и габбро и другим породам; наконец, находки (теперь уже не единичные) в этих породах остатков фауны. Выдвинутые М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко аргументы против осадочного генезиса обломочных ультраосновных пород также нельзя признать убедительными. Так, главными из этих аргументов являются: 1) серпентиновый состав цемента и 2) наблюдающееся в ряде случаев пересечение цемента и обломков брекчии хризотил-асбестовыми жилками. Эти факты действительно имеют место. Более того, как отмечалось выше, серпентиновый материал цемента явно подвергался более поздней карбонатизации и

амфиболитизации. Однако эти явления наблюдаются не повсеместно и связаны, очевидно, с более поздней гидротермальной деятельностью. Что же касается возражения этих авторов против возможности аутигенного образования серпентинового цемента брекчии, то мы полагаем, что оно сделано не по существу, поскольку серпентиновый цемент обломочных ультраосновных пород возник не в результате метаморфических процессов минералообразования, а путем механического измельчения ультраосновных пород.

Более правильные, с нашей точки зрения, представления о генезисе обломочных ультраосновных пород высказаны Л. А. Анкудиновым и В. П. Василенко, проводившими в последнее время геологические исследования в районе мыса Валижген. Они считают, что в валажжине в отложениях мялекашской свиты внедрились гипербазиты. В готериве массивы последних были выведены на поверхность и подверглись размыву. Седimentация продуктов размыва происходила на локальных участках быстрого прогибания. Позднее в результате тектонических движений массивы гипербазитов были раздроблены, отдельные блоки их переместились с места своего первичного залегания и внедрились по серии параллельных разрывных нарушений в перекрывающие их горизонты обломочных пород ультраосновного состава.

Американские геологи также считают, что осадочные серпентиниты Западной Калифорнии образовались за счет размыва обнажавшихся на поверхности морского дна гипербазитовых массивов и переотложения этого материала морскими течениями.

Нам представляется, что приведенные факты вполне однозначно свидетельствуют о том, что обломочные породы ультраосновного состава мыса Валижген, пространственно тесно связанные с выходами гипербазитов, образовались в результате воздействия на монолитные гипербазиты морской абразии и морских течений. Мы полагаем, что в раннем мелу на территории современного мыса Валижген тектоническими движениями был приподнят блок земной коры, который именуется теперь Валижгенским поперечным поднятием. Позже этот тектонический выступ подвергся усиленной денудации, в результате которой был обнажен крупный гипербазитовый массив. При последующей трансгрессии моря этот массив подвергся действию морской абразии, благодаря чему на его обнаженной поверхности образовался плащ грубообломочных пород, состоящих из продуктов механической дезинтеграции гипербазитов. В дальнейшем массив был перекрыт различными терригенными отложениями мелового возраста и разбит на блоки, часть которых была вновь приподнята. Блоковыми движениями и последующей денудацией были обнажены отдельные участки плитообразного массива, создающие сейчас впечатление самостоятельных, не связанных друг с другом гипербазитовых тел. Сложные взаимоотношения между гипербазитами и образованными за счет их размыва осадочными породами ультраосновного состава, которые можно наблюдать в районе г. Длинной, являются результатом тектонических и денудационных процессов. Брекчии тектонического происхождения в отличие от продуктов морской абразии проявляются локально и обычно залегают на контактах гипербазитовых тел, реже внутри массивов. Они всегда сопровождаются зонами интенсивного расщепления, причем обломки в составе этих зон чечевицеобразной формы и имеют одинаковую ориентировку. Все указанные признаки определяют характерные черты тектонических брекчии и достаточно четко отличают их от терригенных ультраосновных пород, так широко распространенных в районе мыса Валижген.

Установленная генетическая природа обломочных ультраосновных пород мыса Валижген позволяет утверждать, что имеющиеся в литературе

указания на наличие на территории Северо-Востока СССР подводных гипербазитовых эффузий (Устиев, 1959) ошибочны. Выяснение условий образования гипербазитовых брекчий представляется очень важным еще и потому, что некоторые исследователи склонны рассматривать их как меланж и, основываясь на этом, строить далеко идущие выводы в отношении генезиса и механизма формирования гипербазитов Северо-Востока СССР (Пейве, 1969).

Маметчинско-Куюльская ветвь

Эта ветвь гипербазитового пояса расположена к юго-востоку от Пенжинской ветви, кулисообразно сопрягаясь с последней. Слагающие ветвь ультраосновные массивы прослеживаются в виде прерывистой цепи от Маметчинского п-ова на юго-западе через Таловские горы и Парапольскую впадину в бассейн среднего течения р. Ваегн. Гипербазитовые массивы трассируют зону глубинного разлома, которая проходит вдоль Куюльско-Ваежского антиклинория, сложенного породами нижнего мела. Антиклинорий прослеживается от Маметчинского залива на северо-восток до нижнего течения р. Энычавам. Далее к северо-востоку, как отмечают Т. В. Тарасенко и др. (1969), по системе ступенчатых сбросов породы, слагающие антиклинорий, опущены и погребены под кайнозойскими отложениями Парапольской впадины. Еще далее на северо-восток, в районе нижнего течения р. Учхичхила, породы, слагающие Куюльско-Ваежский антиклинорий, вновь оказываются на поверхности. Дальнейшим продолжением антиклинория могут служить структуры бассейна среднего течения р. Ваегн.

Внутреннее строение Куюльско-Ваежского антиклинория осложнено рядом линейных кулисообразно расположенных антиклинальных и синклинальных складок. Эта крупная антиклинальная структура, густо насыщенная массивами серпентинизированных ультраосновных пород, отчетливо выявляется также по данным магнитометрических исследований. Согласно последним, здесь фиксируется удлиненная зона положительных магнитных аномалий северо-восточного простирания, протягивающаяся более чем на 350 км (Чиков, Иванов, 1963; Тарасенко и др., 1969). Характер этой зоны положительных магнитных аномалий отражает особенности геологического строения района. Юго-западная часть аномальной зоны, отличающаяся наиболее высокими значениями напряженности магнитного поля, совмещается на всем своем протяжении с обнажающейся здесь серией гипербазитовых массивов, включающей и наиболее крупный Куюльский массив. К северо-востоку от долины р. Таловки интенсивность магнитного поля аномальной зоны падает, однако и на этом интервале она очень четко прослеживается. Падение напряженности магнитного поля вызывается погружением магнитовозмущающих масс, представленных гипербазитовыми телами, под кайнозойские отложения Парапольской впадины. Среди последних, как указывают Б. М. Чиков и В. К. Иванов (1963), также известны выходы ультраосновных пород. По расчетам этих исследователей, в районах верхнего и нижнего течения бассейна р. Пальматкина магнитовозмущающие тела погружены всего лишь на 0,2—0,4 км. При этом устанавливается резкое изменение глубины погружения гипербазитовых тел на рядом расположенных участках, что, очевидно, следует связывать с последовавшей за формированием гипербазитовых массивов блоковой тектоникой. Северо-восточное продолжение Маметчинско-Куюльской ветви гипербазитового пояса за пределы Парапольской впадины, намечающееся по дан-

ным геофизических исследований (Тарасенко и др., 1969), в последнее время подтверждено прямыми геологическими наблюдениями, обнаружившими выходы гипербазитов на междуречье рек Вага — Мукарыльян (устное сообщение А. А. Житецкого).

Таким образом, как по геологическим, так и геофизическим данным однозначно устанавливается почти 400-километровая длина Маметчинско-Куюльской ветви гипербазитового пояса.

В пределах описываемой ветви в настоящее время насчитывается 47 больших и малых гипербазитовых массивов, общая площадь выходов которых составляет 390 кв. км. Преобладают мелкие тела, которыми особенно густо насыщены отложения нижнего мела в районе Куюльского гипербазитового массива. Среди других более или менее крупных массивов Маметчинско-Куюльской ветви отметим Пакловаямский (26 кв. км), обнажающийся несколько юго-западнее Куюльского, и Маметчинский (17 кв. км), расположенный на крайнем юго-западном фланге описываемой ветви гипербазитового пояса. Все массивы в плане имеют вытянутую линзо- или пластинообразную форму и ориентированы в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих их пород. Почти всегда контакты ультраосновных массивов с окружающими породами проходят вдоль разломов. Здесь наблюдаются признаки тектонических движений — расщепление и брекчирование пород.

Все гипербазитовые массивы Маметчинско-Куюльской ветви залегают среди отложений нижнего мела и нигде не проникают в более молодые отложения, в том числе верхнемеловые, обнажающиеся в том же районе. Более того, они особенно тесно ассоциируют с кремнисто-вулканогенными породами кингивеевской свиты, возраст которой, по последним данным (Похпалайнен, 1970), датируется низами неокома (берриас — низы валанжина). Ранее эти отложения ошибочно относились либо к верхнему палеозою — нижнему мезозою (Михайлов, Заедниова, 1960), либо к сенону (Богданова, Матвеевко, 1960). В кингивеевской свите преобладают спилиты, диабазы и туфы основного состава, а также зеленые и красные яшмы, которые местами как бы цементируют подушки шаровых спилитовых лав. В подчиненном количестве встречаются мраморизованные известняки, а в верхней части разреза свиты местами появляются терригенные образования. Отдельные массивы гипербазитов вмещаются вулканогенно-терригенными отложениями мялекасынской свиты, содержащими фауну валажинских ауцелл. Туфогенные песчаники, зеленые сланцы, кремнистые алевролиты, туфы и диабазы мялекасынской свиты совершенно согласно перекрывают кремнисто-вулканогенные отложения кингивеевской свиты, охарактеризованной нижнемеловой радиоларитовой фауной. В крайней юго-западной части ветви гипербазитовые массивы Маметчинского и-ова контактируют по разломам с терригенными отложениями тылакрьельской свиты, состоящей из слоев глинистых сланцев, чередующихся с туфами основного и среднего состава и редкими потоками андезито-базальтов и диабазов. В сланцах свиты установлена иноцерамовая фауна готеривского возраста. По данным В. П. Похпалайнена (1970), породы тылакрьельской свиты без видимого несогласия ложатся на отложения валанжина и, в свою очередь, перекрываются алевролитами, туфопесчаниками и туфобрекчиями кармаливаямской свиты барремского возраста. Важно подчеркнуть, что в составе обломочного материала отложений кармаливаямской свиты в районе Таловских гор гипербазиты обнаружены не были. В то же время в базальтовых конгломератах вышележащей айлыгской свиты, содержащих аптскую фауну, была найдена галька гипербазитов (Михайлов, 1962).

Все эти факты позволяют считать, что ультраосновные массивы, составляющие Маметчинско-Куюльскую ветвь гипербазитового пояса, и апт-

скому времени не только были уже сформированы, но и оказались выведенными на дневную поверхность и подверглись размыву. В свете этих данных еще раз можно убедиться в ошибочности представлений М. В. Богидасовой и В. Т. Матвеевко (1960), считавших возраст гипербазитовых массивов описываемой ветви позднемеловым (сенонским).

Мелкие тела гипербазитов Маметчинско-Куюльской ветви целиком сложены серпентинитами. В более крупных Маметчинском, Пакловьямском и Куюльском массивах среди преобладающих серпентинитов встречаются участки, сложенные в различной степени серпентинизированными перидотитами. Судя по тому, что в составе серпентинитов широко распространены пластинки бастита, можно полагать, что большая часть перидотитов была представлена гарцбургитами. В составе ультраосновных пород массивов встречается большое количество обычно маломощных (0,2—0,3 м) жиллообразных тел крупно- и гигантозернистых диопсидитов и вебстеритов. Чаще всего выходы пироксенитов локализованы в экзоконтактовых зонах мелких тел габброидов, которые интрузируют гипербазитовые массивы. Интрузивы габброидов слагаются обычно амфиболитизованными габбро, реже габбро-норитами. Иногда среди них встречаются олившисодержащие разновидности. В контактовых зонах габброидных тел на границе с гипербазитами появляются участки, сложенные породами с такситовой, преимущественно полосчатой текстурой, отвечающими по составу троктолитам, плагноклазсодержащим дунинам и перидотитам. Мы рассматриваем их как гибридные породы — продукт взаимодействия габброидной магмы с гипербазитами, о чем подробнее будет сказано позже.

В качестве типоморфного массива Маметчинско-Куюльской ветви кратко охарактеризуем Ку ю л ь с к и й у л ь т р а о с н о в н о й м а с с и в и на его примере покажем детали морфологии и состава ультраосновных массивов этого звена Западно-Чукотского гипербазитового пояса.

Куюльский массив является одним из крупных гипербазитовых тел не только Маметчинско-Куюльской ветви, но и всего Западно-Чукотского гипербазитового пояса. Он обнажается на площади около 330 кв. км и слагает большую часть Таловских гор.

В разное время массив изучался большой группой геологов, в числе которых отметим И. Е. Задинову, М. Н. Кожемяко, И. В. Крюкова, А. Ф. Михайлова, П. Г. Туганова, А. С. Туртыгину, А. Д. Рыбакова, Д. Н. Фишечин, Б. М. Дмитриева и др. Вместе с тем опубликованных работ, в которых приводились бы сведения о Куюльском массиве, немного. Это прежде всего работы А. Ф. Михайлова (1955, 1962, 1966), а также М. В. Богидасовой и В. Т. Матвеевко (1960). Кроме того, краткие сведения о Куюльском массиве можно найти у Л. И. Авицкеевой (1965).

В плане Куюльский массив образует линейно вытянутое тело длиной 65 км, простирающееся согласно с вмещающими его породами мелового возраста в северо-восточном направлении. Максимальной ширины (12 км) массив достигает в центральной части. К флангам он значительно сужается и погружается под вмещающие его толщи нижнего мела. На юго-западе и северо-востоке по простиранию массива в непосредственной близости от него обнажен еще ряд гипербазитовых тел, которые, вероятно, являются выходами на поверхность его подземного продолжения (рис. 5). На глубине эти выходы соединяются в единое тело, что подтверждается магнитометрическими исследованиями, фиксирующими повышенное значение положительного магнитного поля на участках, разделяющих отдельные выходы гипербазитов.

Северо-западная граница массива имеет более или менее плавные очертания и почти на всем протяжении носит тектонический характер. Лишь в верховьях р. Кипгивеем и по левобережью р. Тихой, в ее верх-

нем течения, там, где массив погружается под вмещающие нижнемеловые отложения, контуры его приобретают в плане сложный фестончатый характер. Юго-восточная часть массива на большом протяжении перекрывается четвертичными породами Парапольской впадины, и поэтому его истинные размеры остаются неизвестными. В опущенной северо-восточной его части сохраняются участки кровли, сложенные кремнисто-вулканогенными отложениями кингивеевской свиты. Такие же остатки кровли фиксируются на его погружающемся юго-западном фланге. Более крупное поле вмещающих пород, вероятно выполняющих грабен, оконтурено в центральной части массива. Здесь вдоль контакта гипербазитов с выполняющими грабен породами кингивеевской свиты внедрилось довольно крупное линейной формы тело габброидов. Мелкие штоки этих пород, рвущие как гипербазиты, так и нижнемеловые толщи (за исключением терригенных отложений айлыгской свиты), в большом количестве распространены в северо-восточной половине Куюльского массива. В центральной части массива локализованы отдельные небольшие штоки диоритов и плагногранитов, которые внедрились после габброидов.

Куюльский массив представляет собой плитообразной формы тело, сравнительно полого погружающееся на юго-востоке. Оно довольно слабо эродировано, о чем свидетельствуют многочисленные сохранившиеся на его поверхности останцы кровли. С северо-запада эта плита оборвана разрывным нарушением и опущена. Амплитуда вертикального перемещения, вероятно, невелика, так как недалеко от северо-западной границы массива расположена цепь мелких выходов гипербазитов, которые мы рассматриваем как выступающие на поверхность неровности кровли опущенной части гипербазитовой плиты. Внутри массива устанавливается ряд разломов, простирающихся в направлении его удлинения. Эти нарушения сопровождаются зонами рассланцованных и брекчированных пород. В цементе брекчий нередко присутствует карбонат. В северо-восточной части массива отмечаются травертины, что свидетельствует о совсем юной гидротермальной деятельности, которая проходила по этим разломам. Интересно отметить наличие в районе массива выходов молодых (третичных) покровов основных и кислых эффузвов, которые пространственно ассоциируют с теми же разрывными нарушениями.

Как уже отмечалось, вмещающими породами для Куюльского массива служат отложения нижнего мела. Почти на всем протяжении северо-западной границы массива в виде прерывистой полосы обнажаются кремнисто-вулканогенные породы кингивеевской свиты. Ими же сложен обширное поле внутри центральной части массива и многочисленные остатки кровли на его северо-восточном и юго-западном флангах. На северо-западе в верховьях рек Мелкая, Прав. Айпын и Родниковая ультраосновные породы массива находятся в тектоническом контакте с терригенными отложениями мялекасынской свиты. Под эти же отложения в бассейне р. Оленей погружено северо-восточное окончание массива.

На современной эрозионной поверхности ультраосновные породы Куюльского массива представлены в основном серпентинитами, которыми сложена значительная часть площади его южной половины. Эти породы распространены также по всей периферии массива и слагают протяженные линейно вытянутые зоны вдоль рассекающих его разрывных нарушений. По сохранившимся кое-где в серпентинитах реликтам оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, по широко распространенным в серпентинитах псевдоморфозам бастита можно заключить, что подвергавшиеся серпентинизации исходные ультраосновные породы отвечали по составу гарцбургитам и лерцолитам.

Об этом же свидетельствуют значительные по площади поля, сложенные серпентинизированными **разностями гарцбургитов и лерцолитов,**

которые в виде удлиненных в северо-восточном направлении полос оконтуриваются в верховьях рек Тынгынваям, Тихая, Тануваям и на главном водоразделе в истоках р. Лекасын. Серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами сложены возвышенные участки Таловских гор, тяготеющие к северо-западной половине массива. Здесь эрозией вскрываются наиболее глубокие его части. Среди других разновидностей перидотитов отметим верлиты, которые в составе массива встречаются гораздо реже гарцбургитов и лерцолитов. Выходы верлитов обычно локализируются около прорывающих гипербазиты тел габброидов. К ним же тяготеют многочисленные, но маломощные живообразные тела крупно- и гигантозерпистых диопсидитов, реже энстатититов и вебстеритов.

Серпентиниты Куюльского массива отличаются большим разнообразием слагающих их разновидностей серпентина. Нами выделяются лизардитовые, антигорит-лизардитовые, хризотил-антигорит-лизардитовые и более редкие хризотил-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты. Кроме того, в серпентинитах много жилок хризотил-асбеста, которые пространственно тяготеют к зонам экзоконтактов прорывающих гипербазиты габброидных и особенно гранитоидных интрузивов. В этих же зонах серпентиниты местами интенсивно карбонатизированы и амфиболизированы, реже оталькованы. Почти повсеместно серпентиниты хлоритизированы, иногда до полного замещения хлоритом. В зонах разрывных нарушений среди гипербазитов нередко встречаются карбонатные жилки, иногда обладающие оригинальной текстурой, обусловленной зональными натечными формами кальцита.

Прорывающие Куюльский массив интрузивы габброидного состава обычно образуют мелкие штоки и дайкообразные тела, и лишь в центральной части массива, в бассейне верхнего течения р. Ганкуваям и руч. Конгломератового (притока р. Мя-Лекасын), обнажается довольно крупное неправильной формы тело, приуроченное к контакту гипербазитов с зеленокаменными кремнисто-вулканогенными породами кингивеевской свиты. Эти интрузивы сложены в большей своей части нормальными габбро и габбро-норитами, и только в относительно нешироких краевых зонах интрузивов породы постепенно сменяются более меланократовыми неравномернозернистыми оливиновыми габбро, а также пироксенсодержащими троктолитами. В приконтактных оливиновых габброидах много тонких линзовидных ксенолитов плагиоклазсодержащих перидотитов, в связи с чем краевые зоны габброидных тел имеют грубое псевдостратифицированное сложение. По мере удаления от контактов в глубь габброидного интрузива ксенолиты плагиоклазсодержащих гипербазитов встречаются реже и габброиды постепенно приобретают обычные, типичные для магматических пород, структуры. В свою очередь, гипербазиты из экзоконтактных зон габброидных тел часто обогащены клинопироксеном и содержат плагиоклаз, количество которого увеличивается по мере приближения к контакту с габброидами. Здесь же среди гипербазитов обнаруживаются апофизы габброидных тел, сложенные лейкократовыми габбро. Такого типа сложные контактные зоны наблюдаются в относительно крупных телах габбро. В мелких же штоках и дайках породы преимущественно представлены габбро-пегматитами и грубозернистыми габбро, иногда содержащими ортопироксен. Большое количество таких апофиз, секущих гипербазиты, сосредоточено к западу от р. Ганкуваям. Они отличаются резкими прямолинейными контактами и почти не содержат ксенолитов гипербазитов. Габброиды почти всегда в той или иной степени амфиболизированы и очень часто пренитизированы.

Кроме габброидов, гипербазиты Куюльского массива интродуцируются мелкими телами плагиогранитов и щелочных гранофиров, которые обнажаются в верховьях р. Амоча, в районе правого водораздела р. Ганку-

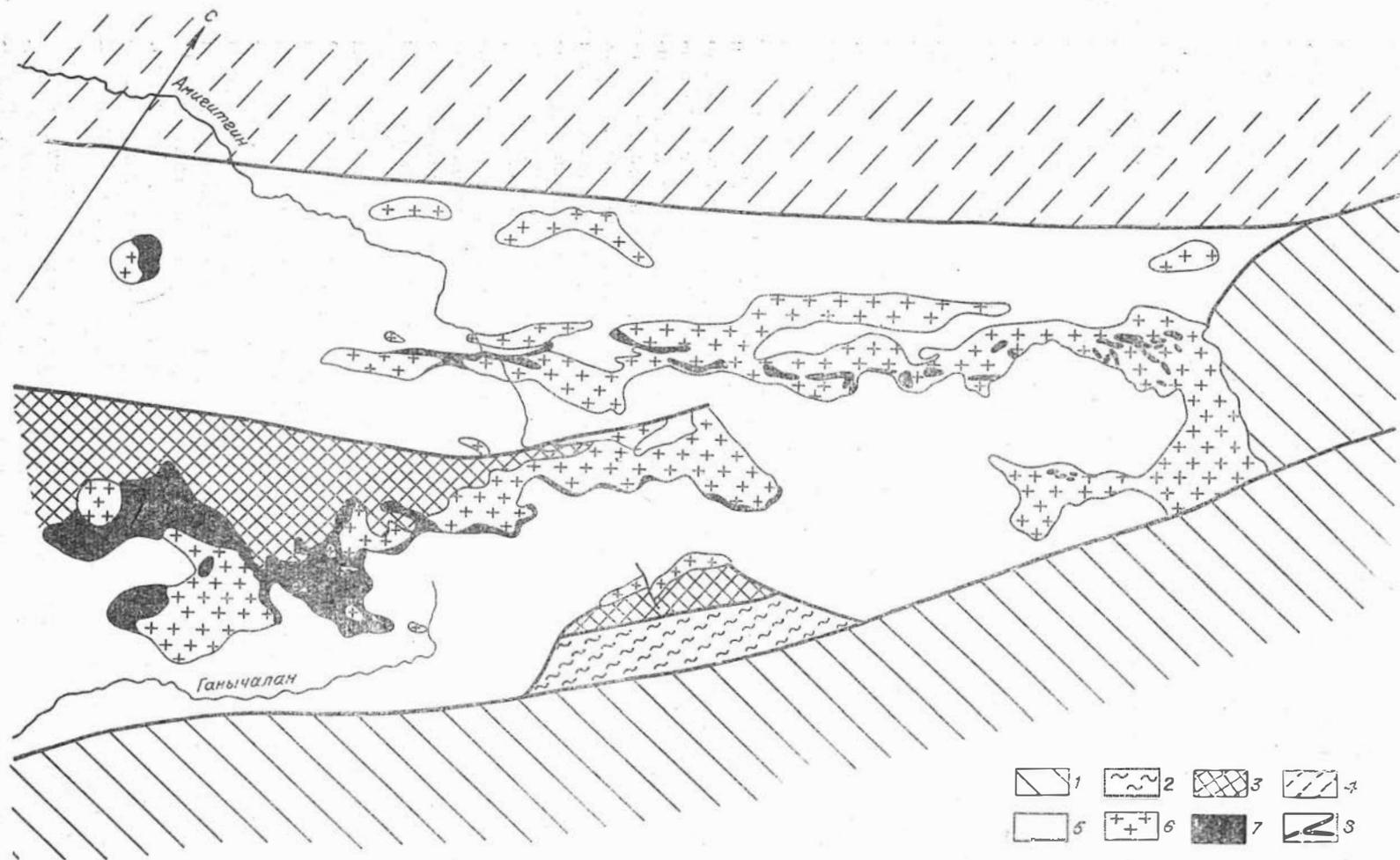


Рис. 6. Схема геологического строения Понтийских гор. Сост. по материалам А. Ф. Михайлова, Н. Л. Добрецова и Л. Г. Попомаревой (1 — меловые, 2 — верхнепермские, 3 — нерасчлененные каменноугольные и пермские, 4 — нижнекаменноугольные, 5 — среднекаледонские)

валям, в истоках рек Кингивеем и Прав. Айпын. Гранитоиды прорывают не только тела гипербазитов, но и породы габброидных интрузивов и, таким образом, являются наиболее поздними интрузивными образованиями.

Завершая общую характеристику Маметчинско-Куюльской ветви Западно-Чукотского гипербазитового пояса, нельзя не остановиться хотя бы на самой краткой характеристике гипербазитов и габброидов Понтонейских гор. Этот район нами не посещался, и приведенные ниже материалы заимствованы из литературных источников.

Понтонейские горы, располагаясь на правом берегу р. Таловки, представляют собой как бы смещенную к северо-западу кулису Таловских гор. В структурно-тектоническом отношении это горст-антиклиналь, сложенная фаунистически охарактеризованными отложениями палеозоя, выступающими среди пород мелового возраста.

Небольшие выходы гипербазитов и пространственно связанные с ними более крупные интрузивы основного состава обнажаются в водораздельной части Понтонейских гор, в истоках рек Амигитгин, Харитоня и Ганычалап, прослеживаясь полосой в северо-восточном направлении более чем на 40 км. В этом районе вмещающие гипербазиты и габброидные тела палеозойские толщи на юго-востоке и северо-востоке граничат с терригенными отложениями нижнего и верхнего мела, а на севере находятся в тектоническом контакте с породами нижнего карбона (рис. 6).

Центральная часть Понтонейской горст-антиклинали, по данным А. Ф. Михайлова (1955, 1960, 1962), сложена осадочно-вулканогенными толщами предположительно девонского возраста. Более поздними работами Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецова (1966) осадочно-вулканогенные отложения были подразделены на две свиты: нижнюю допозднедевонскую, сложенную метаморфизованными основными эффузивами и их туфами, локально превращенными в глаукофановые и зеленые сланцы, с подчиненным количеством горизонтов кварцито-сланцев и кристаллических известняков, и верхнюю, представляющую значительно слабее метаморфизованными породами палеозойского (карбон -- пермь) возраста. Приведенные данные свидетельствуют в пользу домезозойского возраста основной интрузии. С этим согласуются и данные абсолютного возраста, которые для выделяемого здесь главного этапа глаукофанового метаморфизма, проявившегося в породах нижней свиты, составляют 330—350 млн. лет (Пономарева, Добрецов, 1966). Возраст метаморфизма второго этапа, охватившего породы основной интрузии и вмещающие ее толщи верхней свиты, по данным тех же исследователей, 183—236 млн. лет. Таким образом, имеющиеся материалы как будто говорят о более древнем (позднепалеозойском) времени формирования габброидов и гипербазитов Понтонейских гор, чем аналогичных по составу массивов Маметчинско-Куюльской ветви.

Взаимоотношения габброидов и гипербазитов в Понтонейских горах до сих пор остаются недостаточно выясненными. Количественное соотношение (5 : 1) их в этом районе обратно тому, которое наблюдается в Маметчинско-Куюльской ветви. Мелкие тела гипербазитов, сложенные серпентинизированными перидотитами и серпентинитами, не выходят за пределы полей распространения пород основной интрузии, обнажаясь среди них в виде удлиненных линз и неправильных по форме тел, ориентированных длинной осью в северо-восточном направлении. В ряде случаев гипербазиты в виде узкой каймы располагаются вдоль контакта габброидных массивов с вмещающими породами верхней свиты. А. Ф. Михайлов (1962) считает, что гипербазиты данного района рвут габброиды. Л. Г. Пономарева и Н. Л. Добрецов (1966) утверждают обратное, рас-

смаатривая выходы гипербазитов среди габброидов как ксенолиты более ранней фазы единой базит-гипербазитовой интрузии. М. В. Богидаева и В. Т. Матвеевко (1960) отмечают случаи залегания гипербазитов среди габброидов и, наоборот, габброидов среди гипербазитов. Судя по тем материалам, которые приведены в указанных выше работах, ближе к истине представления Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецова. Подтверждением сказанному может служить присутствие в контактовых зонах со стороны гипербазитов оторочек пироксенитов (диопсидитов), плагиоклазосодержащих верлитов и троктолитов, а со стороны габброидов — оливиновых и лейкократовых габбро. Эти разновидности габброидов несут признаки контаминированных пород. Мы полагаем, что по аналогии с другими изученными нами районами Анадырско-Корякской складчатой системы возникновение разнообразной по составу гаммы пород в зонах контакта основных и ультраосновных массивов следует объяснять взаимодействием габброидной магмы с ранее сформированными телами альпийотипных гипербазитов. Таким образом, связь между гипербазитами и габброидами в Понтонейских горах оказывается не генетической, а парагенетической, обусловленной общностью путей проникновения гипербазитов и основного по составу силикатного расплава.

Майнская ветвь

Слагающие эту ветвь гипербазитовые массивы располагаются в пределах Майнской антиклинали — северного окончания сложного по строению протяженного Таловско-Майнского антиклинория. Цепь ультраосновных массивов прослеживается на расстоянии 100 км из района нижнего течения р. Коначан на юге до р. Анадырь на севере.

В этом районе Таловско-Майнский антиклинорий сложен в основном породами нижнего (валанжин) и верхнего (сеноман — турон) мела. Среди них в виде небольших по площади тектонических клиньев зажаты отложения палеозоя (девон — нижний карбон) и юры, которые несогласно перекрыты палеогеном. Значительные участки антиклинория погребены под чехлом верхнечетвертичных озерно-аллювиальных пород. На севере, в районе левобережья р. Анадырь, антиклинорий погружается под кайнозойские отложения Бельской впадины.

Схема геологического строения Майнской ветви представлена на рис. 7. Наиболее древние отложения обнажаются всего лишь в двух пунктах района: с восточной стороны Эльдыньского и на юго-западном контакте Усть-Бельского гипербазитовых массивов. В обоих случаях четко устанавливается тектонический контакт отложений палеозоя с ультраосновными породами. По данным Г. Г. Кайгородцева (1966₁), палеозой представлен доломитизированными известняками, яшмами, песчаниками и конгломератами. В. А. Захаров и другие геологи относят к палеозою также метаморфизованные туфопесчаники, кварциты и амфиболиты, обнажающиеся в юго-западной части Усть-Бельского массива. Блок палеозойских пород в южной части района трансгрессивно перекрывается терригенными отложениями верхней юры, которые вместе с подстилающими более древними породами зажаты в виде тектонического блока в прослеживающейся здесь крупной зоне разлома.

На левобережье р. Анадырь верхнеюрские породы без видимого перерыва сменяются отложениями нижнего мела. Последние слагают свод Майнской антиклинальной структуры и представлены двумя различными по формационному составу толщами. К востоку от зоны разлома в разрезе нижнего мела преобладают кремнисто-вулканогенные отложения,

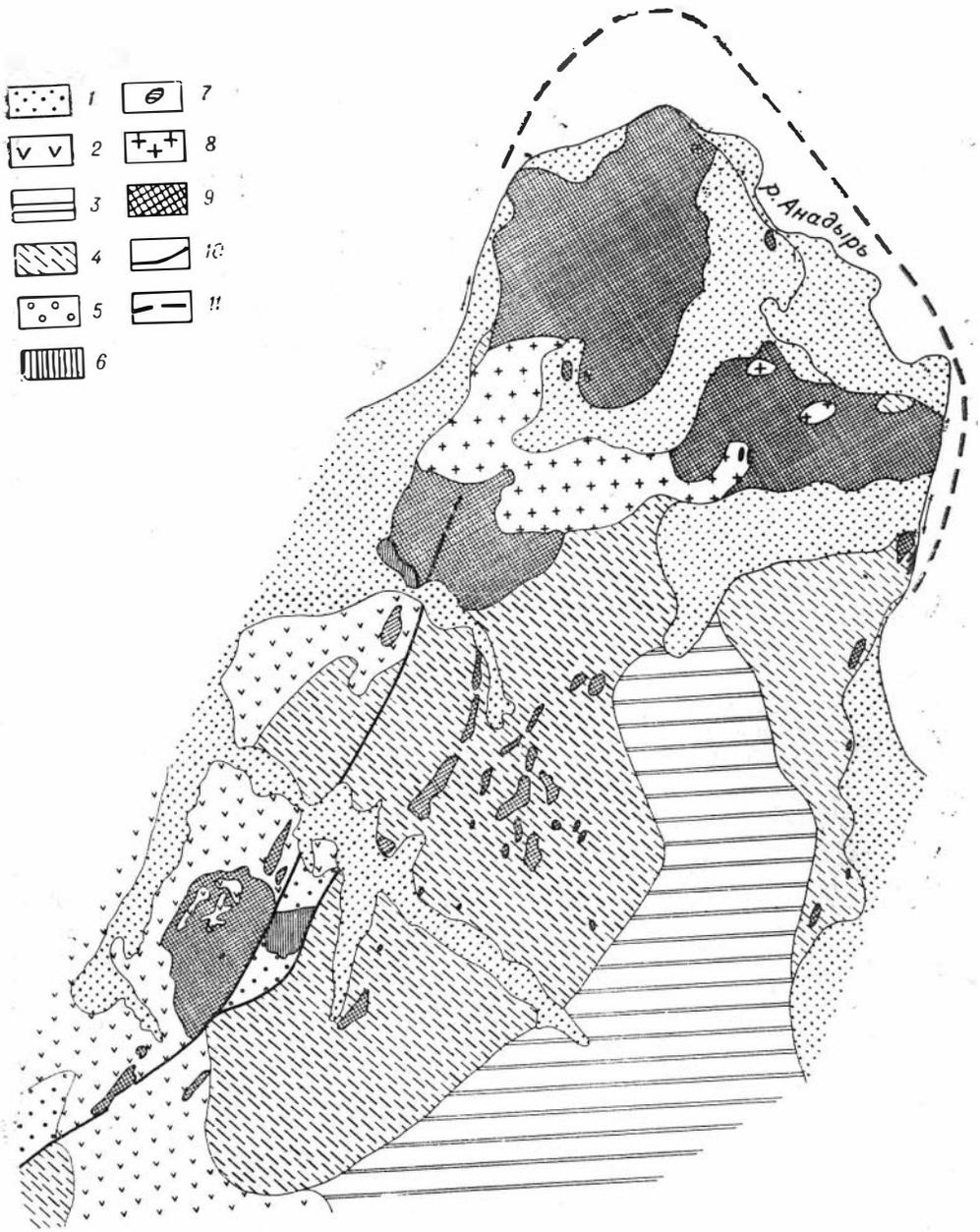


Рис. 7. Схема геологического строения Майнской ветви Западно-Чукотского гипербазитового пояса. Сост. авторами с учетом материалов Г. Г. Кайгородцева, А. П. Петрова, Г. Н. Старцева, В. Г. Силкина, В. Г. Калянинова, В. А. Захарова, М. В. Филлимонова.

1 — четвертичные отложения; 2 — Pg, базальты, дациты, туфы, песчаники, алевриты, граувагги, конгломераты; 3 — Cr₂ (сеноман — турон), конгломераты, песчаники, алевриты; 4 — Cr₁ (валанжин), диабазы, силиты, туфы, яшмы, кремнистые сланцы, терригенные породы; 5 — терригенные отложения; 6 — Pz, известняки, кварциты, яшмы, метаморфические сланцы; 7 — гранит-порфиры, микрограниты; 8 — габбро; 9 — гипербазиты; 10 — главные тектонические нарушения; 11 — контуры гипербазитового массива, устанавливаемые по геофизическим данным.

состоящие из диабазов, диабазовых порфиритов, силитов, их туфов, горизонтов зеленых и структурных яшм, радиоляритов, кремнистых сланцев и подчиненных им терригенных пород. В зонах разрывных нарушений эти породы испытывают интенсивный метаморфизм в условиях зе-

леносланцевой фацци, превращаясь в альбит-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы. Вероятно, к этой же серии пород относятся встреченные нами среди гипербазитов в вершине р. Еонайваам в виде узкой полосы амфиболиты.

Г. Г. Кайгородцев (1966₁) среди метаморфических пород нижнего мела упоминает также глаукофановые сланцы, хотя ни местоположения, ни характеристики их не приводит. По данным этого же исследователя, среди кремнисто-вулканогенных отложений Усть-Бельских гор была найдена фауна, датирующая содержащие ее слои валанжинном. В этом же районе был обнаружен валанжинский комплекс радиолярий. К западу от зоны разлома в разрезе валанжина явно преобладают морские терригенные отложения, состоящие из чередующихся пачек песчаников и алевролитов, среди которых изредка встречаются горизонты известняков. Многочисленные гипербазитовые массивы Майнской ветви пояса локализируются почти исключительно среди кремнисто-вулканогенной толщи валанжина.

Не менее широко, чем валанжинские, в районе Майнской ветви распространены отложения верхнего мела, датируемые сеноманом — туроном. Они залегают с перерывом и угловым несогласием на подстилающей их кремнисто-вулканогенной толще валанжина и состоят исключительно из терригенных пород — чередующихся пачек песчаников, алевролитов и конгломератов.

Меловые и более древние отложения района и обнажающиеся среди них массивы гипербазитов и интрузивов основного состава с отчетливым седиментационным перерывом и несогласием перекрыты континентальными и морскими палеогеновыми породами, в разрезе которых в западной части района доминируют песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, пески и прослойки угля, а в восточной — покровы базальтов, дацитов и сопровождающие их горизонты пирокластических пород. На вулканогенных породах палеогена, как отмечает Г. Г. Кайгородцев (1966₁), залегают слабо сцементированные косослоистые конгломераты, гравелиты и песчаники неогена. Очень широко распространены четвертичные аллювиальные и озерно-болотные отложения, выполняющие ложе широких долин многочисленных притоков рек Анадырь и Майн.

Из магматических образований, помимо гипербазитов и тесно ассоциирующихся с ними габброидов, следует отметить мелкие дайко- и штокообразные тела гранит-порфиров и микрогранитов, возраст которых по аналогии с соседними районами датируется предположительно олигоценом.

В составе Майнской ветви известно 40 больших и малых выходов ультраосновных пород, обнаженная площадь которых 680 кв. км. Из них на долю двух крупных массивов — Усть-Бельского и Эльдынырского — падает более 92% площади, занятой ультраосновными породами. Размеры остальных массивов варьируют от единиц квадратных километров до нескольких десятков и сотен квадратных метров. Большая часть их образует тесно сближенный рой, располагающийся между Эльдынырским и Усть-Бельским массивами. Учитывая данные магнитометрических исследований, есть основания полагать, что многие из них на небольшой глубине составляют единое, обладающее неровной поверхностью кровли, разбитое на блоки тело ультраосновных пород, отдельные части которого приподняты и выступают сейчас на денудационной поверхности в виде самостоятельных мелких тел. Особое положение занимает цепочка мелких ультраосновных массивов, прослеживающаяся в восточной части района к югу от устья р. Утесики. Они, вероятно, непосредственно не связаны с западной группой массивов и трассируют одну из сопряженных параллельных ветвей зоны разломов.

Форма крупных тел будет обсуждена ниже, при характеристике Усть-Бельского массива. Мелкие же тела, как отмечено выше, представляют собой либо небольшие удлиненные по форме блоки, выкроенные из неглубоко залегающего более крупного плитообразного тела, либо мелкие бескорневые конкордантные линзы, вытянутые по простиранию вмещающих их валажжских отложений вдоль зон разломов.

Мелкие тела почти нацело сложены серпентинитами, в которых сохраняются лишь реликты оливина и ромбического пироксена. Наличие этих реликтов позволяет считать, что серпентиниты в большей своей части возникли за счет гарцбургитов. Эти же породы доминируют и в составе Усть-Бельского и Эльдыньского гипербазитовых массивов. Однако в крупных массивах состав пород значительно разнообразнее — помимо гарцбургитов, встречаются дуниты, лерцолиты, верлиты, вебстериты, а также мономинеральные амфиболовые породы. Последние две разновидности рассматриваются нами как продукты метасоматических изменений перидотитов и дунитов. В числе таких продуктов следует также отметить тремолитизированные серпентиниты и изредка встречающиеся алогипербазитовые тальк-серпентинитовые и кварц-карбонатные породы.

Ультраосновные массивы в ряде мест прорваны близкими им по возрасту и тесно с ними ассоциирующими интрузивами габброидов, представленных главным образом частично амфиболитизированными нормальными габбро. В эндоконтактных зонах тел последних местами возникают гибридные образования — троктолиты и оливинсодержащие габбро. Встречаются также дайки гигантозернистых амфиболитизированных габбро. Некоторые из них, например обнажающиеся в скальных обрывах правого берега р. Анадырь ниже пос. Усть-Белый, претерпели интенсивные метасоматические изменения, выражающиеся в появлении на месте магматических минералов (основного плагиоклаза и клинопироксена) гранобластического агрегата следующих минеральных ассоциаций: 1) цоизит + эпидот + альбит + хлорит + сфен, здесь же сохраняются реликты сосюритизированного плагиоклаза; 2) хлорит + везувин + гранат; 3) хлорит + амфибол (тремолит-актинолитового ряда) + гранат + везувин; 4) скаполит + хлорит + амфибол + гранат + везувин. В экзоконтакте эти жильобразные тела существенно кальц-силикатного состава сопровождаются сравнительно маломощной (5—10 см) оторочкой апосерпентинитовых хлорититов.

Из ультраосновных массивов, слагающих Майнскую ветвь, следует более подробно охарактеризовать У с т ь - Б е л ь с к и й. Он по размерам не имеет себе равных на Северо-Востоке СССР, а в его составе обнаруживается почти вся известная в Западно-Чукотском поясе гамма ультраосновных пород.

Массив изучен лучше других ультраосновных массивов пояса. Он изучался П. И. Полевым (1913), И. Л. Склярсом (1935), Б. Н. Елисеевым (1936), Г. Г. Кайгородцевым (1958, 1966). В шестидесятые годы в районе массива работали В. Г. Кальянов, Г. И. Агальцов, А. П. Петров, Г. Н. Старцев, М. В. Филимонов, В. А. Захаров. Нами массив изучался в 1966 г.

Ультраосновными породами массива слагается обширная площадь Усть-Бельских гор, ограниченная с запада, севера и востока крутой излучиной долины р. Анадырь, а с юга и юго-востока — долинами ее правых притоков — речками Мавриной и Утесики (рис. 8). Усть-Бельские горы имеют сглаженный рельеф с абсолютными высотами 400—600 м. Возвышенности разделены широкими заболоченными долинами бассейна р. Ветвистой. Глубина эрозионного расчленения массива достигает 400 м. В плане он образует несколько вытянутое и расширяющееся в северо-восточном направлении тело, тупо обрезанное долиной р. Анадырь.

Как отмечает Г. Г. Кайгородцев (1966₁), магнитометрические исследования устанавливают пологое погружение кровли массива в сторону

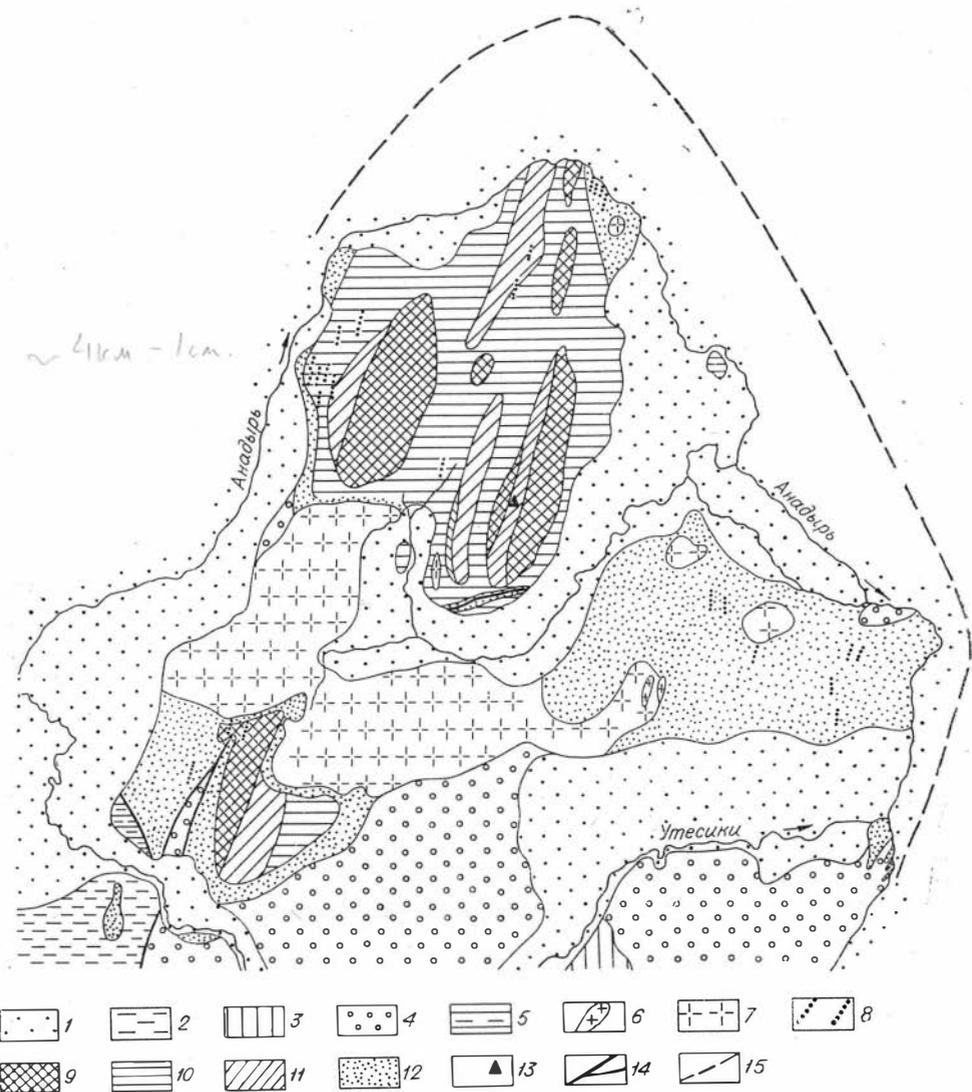


Рис. 8. Схема геологического строения Усть-Бельского гнейсбазитового массива.
Сост. по материалам авторов.

1 — четвертичные отложения; 2 — Pg, терригенно-вулканогенные отложения; 3 — Cr₂, алевролиты, песчаники, конгломераты; 4 — Cr₂, кремнисто-вулканогенные отложения; 5 — Pz, метаморфические сланцы, кварциты, известняки; 6 — гранит-порфиры, микрограниты; 7 — габбро, оливковое габбро, троктолиты; 8 — дайки габбро и габбро-пегматитов; 9 — дуниты; 10 — гарцбургиты; 11 — лепролиты и верлиты; 12 — серпентиниты; 13 — выходы мономинеральных амфиболовых пород; 14 — главные тектонические нарушения; 15 — контуры массива, установленные по геофизическим данным.

долины р. Белой на расстоянии до 8 км от видимой северо-восточной его границы. Далее к северу фиксируется резкое падение интенсивности магнитного поля, обусловленное крутым погружением поверхности Усть-Бельского массива в этом направлении. Аналогичный резкий перепад интенсивности магнитного поля устанавливается и непосредственно за видимой северо-западной границей массива. Юго-восточный его контур выявляется менее отчетливо и условно проводится перед плохо обнаженным мелкосопочником, вершинки которого разделяются системой логов, открывающихся в широкую долину р. Утесины. Материалы геофизических исследований позволяют считать, что пологое погружение кровли

массива в юго-восточном направлении продолжается до широтного отрезка русла р. Утесики, за которым вновь фиксируется резкое увеличение градиента магнитного поля. Это указывает на крутое погружение поверхности массива под вмещающие его толщи нижнего мела.

На юго-запад от границы массива обнажается ряд мелких тел ультраосновных пород, которые прослеживаются почти непрерывно до Эльдывырского массива, отстоящего от Усть-Бельского на расстоянии 30 км. Как было отмечено выше, есть основание полагать, что разобщенные на поверхности мелкие тела гипербазитов на небольшой глубине соединяются в единый массив с неровной поверхностью кровли. В этом случае следует предполагать пологое погружение кровли Усть-Бельского массива в юго-западном направлении. В целом создается впечатление, что массив представляет собой плитообразное тело с крутыми северо-западным, северным и юго-восточным контактами, но полого погружающееся на юго-запад. В центральной части он прорван крупным интрузивом основного состава, разделяющим его на две неравные части. Площадь только обнаженной части массива 550 кв. км. Если же учитывать контуры, установленные по геофизическим данным, то размеры его должны быть, по меньшей мере, удвоены.

Массив структурно связан с зоной разломов, прослеживаемых в ядерной части Майнской антиклинали, и залегает среди валанжинских отложений. Последние обнажаются в южном, западном и северном экзоконтактах тела. На крайнем юго-западе массив граничит по разлому с небольшим выступом палеозойских пород. Непосредственные контакты гипербазитов с вмещающими их кремнисто-вулканогенными породами валанжина обычно перекрыты чехлом делювия либо скрыты под аллювиальными отложениями рек. В ближайших к массиву коренных выходах вмещающих пород не обнаруживается каких-либо следов воздействия со стороны гипербазитов. Ультраосновные породы в экзоконтактной зоне полностью серпентинизированы.

Детальное исследование вещественного состава пород Усть-Бельского массива показало, что типоморфной разновидностью их являются гарцбургиты, содержащие обычно небольшую примесь клинопироксена. Довольно широко также распространены дуниты и лерцолиты. Перидотиты, содержащие только клинопироксен, пользуются ограниченным распространением. Среди ультраосновных пород нами были обнаружены мономинеральные амфиболитовые породы и вебстериты, а Г. Г. Кайгородцевым (1966₁) были отмечены кортландиты. Обширные площади массива, особенно в его восточной части, сложены серпентинитами. На геологической схеме массива (рис. 8) нанесены поля распространения главных петрографических разновидностей ультраосновных пород. Как показали подсчеты, 45% обнаженной поверхности массива сложено серпентинитами, 30% — гарцбургитами, 16% — дунитами, а на долю лерцолитов и верлитов приходится лишь 9%.

Границы между главными типами пород массива нерезкие. О постепенном переходе пород друг в друга свидетельствуют такие факты, как наличие в дунитах, обнажающихся близ гарцбургитов, примеси ортопироксена, а в гарцбургитах по соседству с лерцолитами — клинопироксена. Дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты отличаются между собой не только по ассоциациям главных порообразующих минералов — оливину, орто- и клинопироксену, но и по химическому составу последних. Во всех минералах железистость постепенно возрастает в направлении от гарцбургитов к верлитам. Особенно четко изменение состава выявляется при исследовании аксессуарных хромшпинелидов. Как показано В. В. Велинским и О. Л. Банниковым (1971), в дунитах и гарцбургитах Усть-Бельского массива аксессуарные хромшпинелиды обладают

повышенной железистостью, а в перидотитах, содержащих в числе породообразующих минералов клинопироксен, хромшпинелиды характеризуются повышенной магнезиальностью и глиноземистостью. Особенностью главных петрографических разностей массива является обогащенность оливином. В перидотитах содержание оливина не опускается ниже 75%, в гарцбургитах — 80—88%, а в лерцолитах и верлитах уменьшается до 80—75%. В двупироксеновых перидотитах ортопироксен преобладает над клинопироксеном. В верлитах содержание последнего достигает 15—20%. Среди дунитов и перидотитов массива встречается оливин, обладающий совершенной спайностью. Оливин такого типа обнаруживается преимущественно в породах, локализованных вдоль зон разрывных нарушений (Велинский, Пинус, 1969).

Вебстериты были обнаружены в одном месте — на водоразделе р. Харгусной и левого притока р. Ветвистой. Они залегают в виде жил среди лерцолитов. Это своеобразные розоватого цвета породы, в которых преобладает моноклинный пироксен. Последний, как и входящий в состав породы ортопироксен, отличается высоким содержанием глинозема. Вебстериты содержат также светло-зеленую, почти бесцветную шпинель и обыкновенную роговую обманку, плеохроирующую в коричневых тонах.

Мономинеральные амфиболовые породы встречаются в этом же районе. Маломощные (20—30 см) жилки их обнаружены среди сильно серпентинизированных лерцолитов. Это крупно- и гигантозернистые породы, целиком состоящие из зерен паргасита.

Вебстериты и мономинеральные амфиболовые породы мы рассматриваем как продукты метасоматического преобразования гипербазитов.

Такие относительно высокотемпературные продукты преобразования гипербазитов в Усть-Бельском массиве развиты в ограниченных масштабах. Обычными являются продукты более низкотемпературных процессов преобразования гипербазитов — серпентиниты. Наиболее интенсивно серпентинизированы гипербазиты в периферической части массива, а также вдоль зон разломов и в области экзоконтактов рвущих гипербазиты интрузивов габброидов и даек основных и кислых пород. Оптическое изучение серпентинитов показало, что они представлены лизардитовыми, антигорит-лизардитовыми, лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми разностями. Хризотилсодержащие серпентиниты встречаются крайне редко. В периферических частях массива обычны антигоритовые и антигорит-лизардитовые серпентиниты. Вдоль зон разломов и в экзоконтактных зонах габброидных интрузий распространены преимущественно антигоритовые, реже лизардит-антигоритовые разности. В парагенезисе с лизардитом и антигоритом здесь часто присутствуют амфибол тремолит-актинолитового ряда и хлорит из группы пеннина. На контактах с дайками кислого состава появляются антигорит-офитовые разности серпентинитов. В составе их обычно присутствуют также хлорит, тальк и магнезиальный карбонат. Степень серпентинизации гипербазитов в центральных частях массива значительно ниже, чем на его периферии. Серпентин в дунитах и перидотитах представлен в основном лизардитом двух генераций. Более ранний лизардит образует петли вокруг зерен оливина и ортопироксена, а лизардит второй генерации выполняет ячейки внутри петель. По серпентинитам в зонах разломов развиваются, правда весьма ограниченно, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы.

Пространственно связанный с гипербазитами интрузив габброидов представляет собой крупное (176 кв. км) в плане неправильной формы тело, интрузирующее Усть-Бельский массив в его центральной части. Кроме того, гипербазиты прорываются мелкими штоками и дайкообразными телами габброидов. Последние обычно сложены крупно- и гигантозернистыми (пегматоидными) габбро. ими особенно густо насыщена се-

веро-западная часть массива, где эти тела вытягиваются в виде прерывистой полосы северо-восточного простирания. Они встречены также на водоразделе правого притока рек Ветвистой и Еонайваам, в береговых обрывах правого борта долины р. Амадырь ниже пос. Усть-Белый и в других местах. Некоторые мелкие габброидные тела претерпели интенсивные метасоматические изменения с образованием за счет габброидов кальцево-силикатных пород (родингитов).

Наиболее крупное габброидное тело, названное нами интрузивом Ветвистым, сложено в основном крупно- и среднезернистыми разностями нормальных габбро, в которых почти повсеместно первичные минералы замещаются амфиболом, цоизитом, хлоритом и пренитом. Зоны контактов габброидов и гипербазитов имеют сложное строение. В эндоконтактах габброидного интрузива наблюдается чередование меланократовых и лейкократовых разностей габбро. Среди этих полосчатых образований встречаются ксенолиты гипербазитов. В экзоконтакте также обнаруживается полосчатость, но здесь она обусловлена перемежаемостью полос плагиоклазодержащих и бесплагиоклазовых разностей гипербазитов. Мощность отдельных полос измеряется сантиметрами. Показательны контакты гипербазитов и габбро, которые мы наблюдали в верховьях левого и правого притоков р. Ветвистой. В первом случае, на левобережье руч. Широкого, среди дунитов залегает небольшой шток оливниновых габбро. По мере приближения к гипербазитам в габброидах постепенно увеличивается содержание оливина и уменьшается количество плагиоклаза. Переход между габбро и гипербазитами происходит через зону плагиоклазодержащих верлитов. В другом случае, на юго-западном контакте интрузива Ветвистого, мы наблюдали следующую картину. В экзоконтактной части интрузив сложен троктолитами, которые с приближением к гипербазитам постепенно обогащаются оливвином, а содержащийся в них плагиоклаз распределяется в виде нечетко выраженных полос и струй. Еще далее в сторону гипербазитов он приобретает характер порфиробласт, которые встречаются все реже и реже и наконец исчезают полностью. Экзоконтактные плагиоклазодержащие гипербазиты местами содержат мелкую вкрапленность сульфидов.

Помимо описанных интрузивов основного состава, Усть-Бельский гипербазитовый массив прорван мелкими телами гранит-порфиров и микрогранитов предположительно олигоценового возраста.

В заключение характеристики Майнской ветви Западно-Чукотского гипербазитового пояса приведем некоторые данные, которые могут быть использованы для суждения о времени формирования гипербазитов. Прежде всего, гипербазитовые массивы этой ветви пояса не проникают выше стратиграфического уровня кремнисто-вулканогенных отложений валаинжинского возраста. В отложениях верхнего мела они обнаружены не были. Ультраосновные массивы несогласно перекрываются вулканогенными и терригенными породами палеогена, в которых была найдена галька гипербазитов. Далее, по данным А. П. Петрова и Г. Н. Старцева, возраст рвущего Усть-Бельский массив габброидного интрузива, определенный калий-аргоновым методом, составляет 120 млн. лет. Нами была предпринята попытка определить абсолютный возраст трех образцов ультраосновных пород, взятых из Усть-Бельского массива. Определения производились Л. В. Фирсовым в лаборатории Института геологии и геофизики. Результаты анализов приведены ниже:

№ обр.	Порода	Содерж. K_2O , вес. %	Возраст пород, млн. лет
103	Мономинеральная наргаситовая	0,310	208±100
1126	Лерцолит	0,028	315±100
133	»	0,060	380±100

Из-за малого содержания калия в пробах результаты анализа оказались весьма неопределенными. Мы привели их с тем, чтобы показать, что амфиболовые породы значительно моложе перцолитов. Это обстоятельство может служить косвенным доказательством того, что мономинеральные амфиболовые породы являются продуктами метасоматических процессов, протекающих после возникновения гипербазитов Усть-Бельского массива.

Пекульнейская ветвь

Эта ветвь составляет северное звено Западно-Чукотского гипербазитового пояса, прослеживаясь на 75 км вдоль осевой зоны Пекульнейского хр. Последний в тектоническом плане представляет собой субмеридионально вытянутый горст-антиклинорий, называемый Пекульнейским (Бычинским). Он ограничен с востока и запада региональными разломами, отделяющими его от Ташюерской и Бельской впадин, выполненных соответственно угленосной молассой эоцен-олигоценового и миоценового возраста, а также четвертичными отложениями. На севере горст-антиклинорий погружается под существенно вулканогенные толщи северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Данные геофизических исследований свидетельствуют о том, что южная граница Пекульнейского горст-антиклинория прослеживается на левобережной части широкой долины р. Анадырь (Кайгородцев, 1961).

В осевой части Пекульнейского (Бычинского) горст-антиклинория обнажены нижнемеловые отложения (рис. 9), густо насыщенные разнообразными по составу, но близкими по возрасту интрузивами. Крылья горст-антиклинория сложены породами верхнего мела, которые отделены от более древних толщ центральной части структуры разломами и несогласно перекрыты вулканогенными толщами палеогена, сохранившимися на современном денудационном уровне в виде небольших по площади останцов.

Стратиграфический разрез мела Пекульнейского горст-антиклинория отличается от разрезов смежных структур своей полнотой. Здесь на сравнительно небольшой площади выделяются почти все ярусы мела.

В основании разреза залегают фаунистически охарактеризованные валанжинские отложения, мощность которых меняется от 2000 до 3000 м. Это кремнисто-вулканогенные и терригенно-вулканогенные толщи, на которые в ряде мест согласно ложатся терригенные отложения готерива, выделяемые по присутствию в них фауны аммонитов (симбирскитов). Более молодая (баррем-аптская) флишoidная толща с фауной ауцеллин и аммонитов в районе Пекульнейского горст-антиклинория находится в тектоническом контакте с породами валанжина. В таких же взаимоотношениях с более древними толщами находятся и отложения апт-альба. Они установлены только в восточной части характеризуемой структуры. В них наряду с терригенными фиксируются пачки вулканогенных пород среднего и кислого состава. В осадочных горизонтах этих отложений найдена фауна ауцеллин.

Верхний мел Пекульнейского горст-антиклинория подразделяется на сеноманский, туронский и сенонский ярусы. Они представлены исключительно терригенными морскими и континентальными отложениями, охарактеризованными соответствующей фауной. В основании разреза верхнего мела встречены базальные конгломераты и гравелиты, фиксирующие тектоно-денудационный перерыв в седиментации меловых толщ. В различных районах Пекульнейского горст-антиклинория сенон перекрыт различными по возрасту толщами нижнего мела. По фациальному

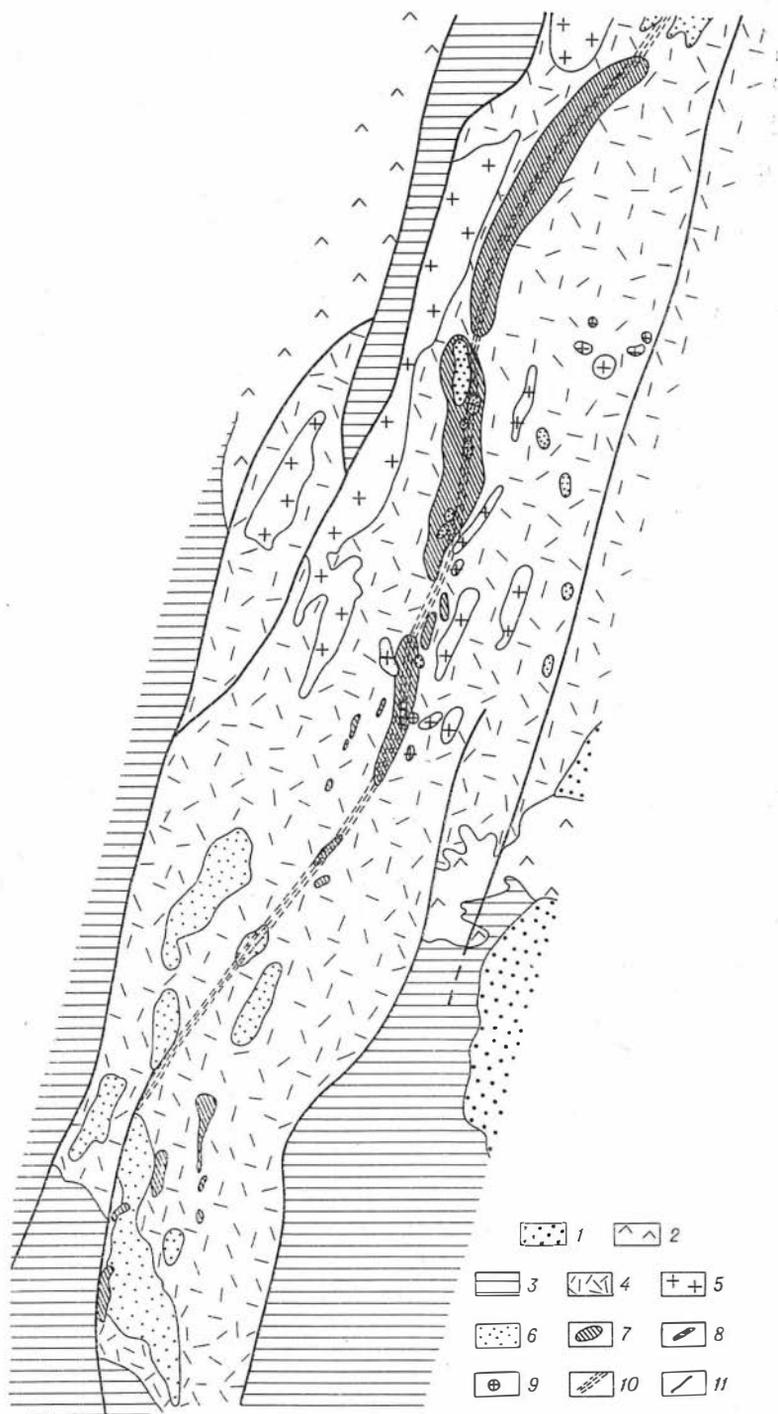


Рис. 9. Схема геологического строения Пекульнейской ветви Западно-Чукотского гипербазитового пояса. Сост. по материалам Г. Г. Кайгородцева с дополнениями и изменениями авторов.

1 — четвертичные отложения; 2 — Pg, базальты, андезит-базальты, андезиты, дациты и их туфы; 3 — Cr₂, аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты; 4 — Cr₁, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки, спилиты, вариолиты, диабазовые и андезитовые порфириты, кварцевые альбитофиры и их туфы, яшмы и метаморфические сланцы; 5 — диориты, плагιοграниты, граниты, гранит-порфиры; 6 — габбро; 7 — гипербазиты; 8 — эллогитоподобные породы; 9 — выходы глаукофановых сланцев; 10 — зона смятия и метасоматоза; 11 — главные тектонические нарушения.

профилю терригенные отложения сеномана — сенопа соответствуют молассам. В западных районах горст-антиклинория вскрываются более высокие части разреза мела, представленные толщей контипенальных угленосных пород, возраст которых на основании многочисленных отпечатков флоры уверенно датируется верхним сеноном — датским ярусом. Общая мощность геосинклинальных отложений мела Пекульнейского горст-антиклинория достигает 12 000 м. В различных районах последнего характер и степень дислокаций меловых пород различны. Максимальной интенсивности они достигают в осевой части горст-антиклинория, где отложения валажжина собраны в крутые линейные, иногда опрокинутые на восток складки. Напряженность дислокаций меловых пород ослабевает как в стороны от осевой части структуры, так и вверх по разрезу.

Характеризуя меловые отложения Пекульнейского горст-антиклинория, следует подробнее остановиться на породах валанжжиского возраста, поскольку они являются вмещающими для тел гипербазитов. Фациальный профиль их меняется по направлению с юга на север. В южной части горст-антиклинория они могут быть отнесены к кремнисто-вулканогенной формации, состоящей из потоков силлитов, вариолитов, диабазовых и андезитовых порфиритов и сопровождающих их туфов, чередующихся с горизонтами кремнистых пород: яшм, яшмо-кварцитов, радиоляритов, кремнисто-гематитовых сланцев. Среди осадочной части разреза в подчиненном количестве встречаются терригенные морские отложения — алевролиты, песчаники, гравелиты и линзы известняков. В северной и западной частях антиклинория в разрезе валажжина исчезают кремнистые породы и возрастает роль терригенных морских осадков, а состав вулканогенных пород становится более кислым. В осевой части Пекульнейского горст-антиклинория, там, где располагается цепь гипербазитовых массивов, валанжжиские отложения интенсивно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фаций. В этом районе вулканогенные породы изменены до состояния кварц-сланцевых, кварц-альбит-хлоритовых, альбит-эпидот-актинолитовых, альбит-хлорит-цоизитовых, амфибол-цоизит-хлоритовых, альбит-эпидот-глаукофановых и амфибол-эпидот-гранатовых сланцев.

Направление зоны метаморфических пород не согласуется с простиранием элементов слоистости валанжжиских отложений, а определяется ориентировкой тектонических нарушений и сопровождающих их зон расланцевания. Метаморфизму подвергаются не только породы валажжина, но и залегающие в них массивы гипербазитов и габброидные intrusiony. За счет габброидов возникает широкая гамма метаморфических пород, для которых характерны следующие ассоциации минеральных фаз: клиноцоизит + амфибол + альбит + хлорит + сфен, клиноцоизит + амфибол + эпидот + альбит + хлорит + сфен, клиноцоизит + гранат + амфибол + хлорит + сфен.

Все эти минеральные ассоциации могут рассматриваться как апогаббровые бесплагиоклазовые амфиболиты, возникшие в результате метасоматоза при повышении потенциала кальция, протекавшего в условиях средних температур. Гипербазиты, как будет показано ниже, также претерпевают весьма существенные изменения, выражающиеся в почти повсеместной их амфиболитизации. В ассоциации с апогаббровыми породами и гипербазитами появляются эклогитоподобные породы, состоящие из граната, клинопроксена и амфибола. Их описанию будет посвящен специальный раздел работы. Кроме того, характеристика этих пород дана в статье авторов (Pinus, Agafonov, Velinsky, 1970).

В Пекульнейской ветви в настоящее время насчитывается 17 ультраосновных массивов, размеры которых варьируют от мелких линз, измеряемых десятками и первыми сотнями метров в длину, до крупных тел,

прослеживаемых по простиранию на 13—18 км при ширине выходов гипербазитов до 2 км. Среди наиболее крупных массивов отметим Пекульнейский (8 кв. км), Янранайский (23 кв. км) и Бычинский (31 кв. км). Общая площадь ультраосновных массивов ветви 64 кв. км. Все они представляют собой крутопадающие на юго-восток плитообразной формы тела, залегающие согласно с вмещающими их толщами.

Большая часть выходов ультраосновных массивов сложена серпентинитами или серпентинизированными перидотитами. Среди последних преобладают верлиты. Встречаются дуниты. Обычны полосчатые текстуры, обусловленные чередованием мономинеральных оливниновых пород с верлитами. Заметно распространены среди массивов ветви, особенно в Янранайском, жильобразные тела пироксенитов (диаллацитов), которые рассматриваются нами как продукты метасоматоза, наложенного на гипербазиты. Особенностью ультраосновных пород Пекульнейской ветви являются широко проявившиеся в них процессы амфиболизации, накладывающиеся на более раннюю пироксенизацию и серпентинизацию. Обращает на себя внимание также ограниченное распространение в ультраосновных породах ортопироксена, который входит в состав леццолитов и редко встречающихся апогарцбургитовых баститсодержащих серпентинитов. В Янранайском массиве выявлена незначительная хризотил-асбестовая минерализация и густовкрапленное хромитовое оруденение.

Наряду с гипербазитами в Пекульнейской ветви широко распространены габброидные породы, штоко- и дайкообразные тела которых, часто пространственно совмещаясь с гипербазитовыми массивами и прорывая их, прослеживаются в виде полосы на протяжении более 100 км. Тела основных пород сложены нормальными габбро, реже габбро-норитами, норитами и габбро-пегматитами. На контакте с гипербазитами встречаются оливинсодержащие габбро и троктолиты. Почти все габброиды претерпели интенсивные изменения, выражающиеся в появлении таких новообразований, как амфибол, цоизит, хлорит и карбонат.

Габброиды, как и гипербазиты, интродуцируются телами более молодых гранитоидов.

Одним из типичных массивов Пекульнейской ветви является Пекульнейский гипербазитовый массив. Он обнажается в верхнем течении р. Сев. Пекульнейвеем и разделен долиной последнего на две примерно равные части. В плане массив образует линзовидное тело, ориентированное в субмеридиональном направлении в соответствии с простиранием пород вмещающей его кремнисто-вулканогенной толщи валанжинского возраста. Общая площадь выходов массива около 8 кв. км при длине 8 км и ширине 0,7—1,2 км. К северо-востоку в непосредственной близости от массива обнажаются два небольших, кулисообразно заходящих друг за друга ультраосновных массива, а к северо-западу от центральной его части — небольшая линза серпентинитов (рис. 10).

В районе выходов массива вмещающие его породы пекульнейской свиты образуют наклоненную к юго-востоку моноклираль, нижняя часть которой сложена диабазами, миндалекаменными авгитовыми и андезитовыми порфиритами, перемежающимися с проклястическими образованиями. Стратиграфически выше потоки основных эффузивов чередуются с горизонтами зеленых и темно-вишневых кремнистых сланцев. В долине реки в местах выходов массива в свалах нами были встречены обломки серого тонкокристаллического известняка. Вблизи массива вулканогенные породы пекульнейской свиты испытали интенсивный метаморфизм, в результате чего были превращены в различного состава зеленые сланцы. В непосредственном экзоконтакте массива с его юго-восточной стороны в долине р. Сев. Пекульнейвеем нами были обнаружены глаукофансодержащие кальцит-эпидот-альбитовые сланцы.

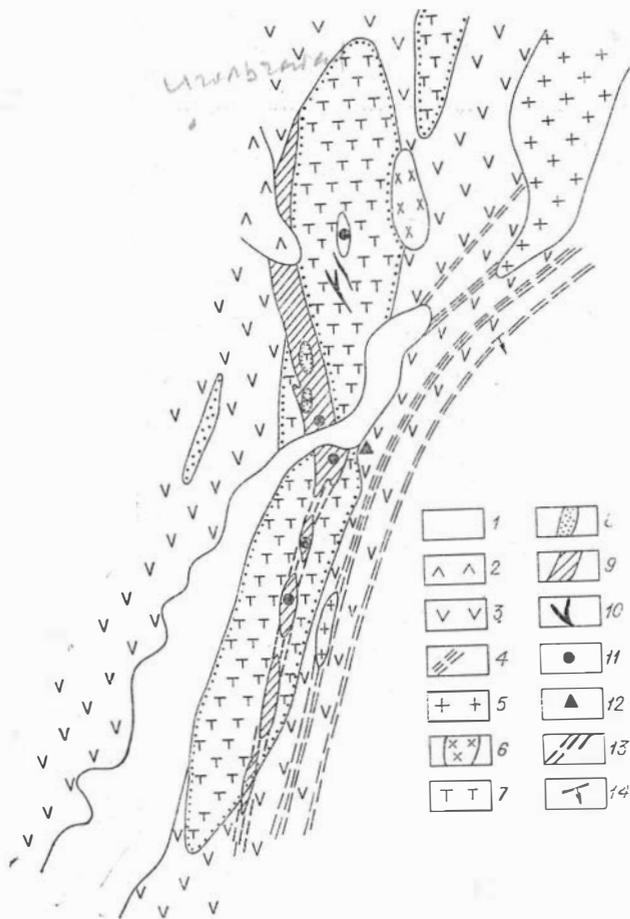


Рис. 10. Схема геологического строения Пекульнейского гипербазитового массива. Сост. по материалам авторов.

1 — четвертичные (аллювиальные) отложения; 2 — Pg, базальты; 3 — Ст₁ (валанжин), вулканогенные породы; 4 — Ст₁ (валанжин), горизонты кремнистых отложений; 5 — гранитоиды; 6 — габброиды; 7 — дуниты, верлиты; 8 — серпентиниты; 9 — алогоабровые метасоматические кальцево-силикатные породы; 10 — жилы пироксенитов; 11 — выходы эглогито-подобных пород; 12 — выходы глаукофановых сланцев; 13 — зона смятия и метасоматоза; 14 — элементы залегания пород.

оливина в этом ряду пород увеличивается от 9 до 14%. Состав клинопироксенов в верлитах более или менее постоянен и соответствует либо чистому диопсиду, либо диопсиду, содержащему незначительную примесь геденбергитового компонента. Для клинопироксенов верлитов характерна диагональная отдельность по (100) и хорошо развитая спайность по (010). В отдельных зернах клинопироксена наблюдается слабый плеохроизм в бледных буроватых тонах. В числе вторичных минералов ультраосновных пород массива, помимо различных модификаций серпентина, встречаются амфибол, магнетит и хлорит.

Отмеченные Г. Г. Кайгородцевым (1961) в составе Пекульнейского и других массивов этой ветви гипербазитового пояса плагиоклазсодержащие перидотиты, как показали наши исследования, не имеют оснований рассматривать как дифференциаты ультраосновных интрузий. Как отмечалось выше, подобного типа породы были установлены нами в пределах Усть-Бельского и Кукульнейского гипербазитовых массивов и в ряде выхо-

Пекульнейский массив сложен в основном в различной степени серпентинизированными верлитами и дунитами, которые обычно находятся в тесном сочетании друг с другом, обуславливая полосчатое строение массива. Характерной особенностью пород массива является весьма непростое количественное соотношение в них главных породообразующих минералов — оливина и моноклинового пироксена, благодаря чему состав пород быстро меняется от почти лишенных пироксена дунитов до обедненных оливином перидотитов. Обогащенные оливином верлиты и дуниты локализуются главным образом в центральной и северо-восточной частях массива, где они чередуются с полосами пород, сложенных существенно клинопироксеном. Относительно узкая периферическая зона массива сложена серпентинитами. Следует подчеркнуть некоторое различие состава породообразующего оливина в дунитах и перидотитах. Железистость

дов ультраосновных пород мыса Валпжген. Во всех случаях плагноклазсодержащие перидотиты занимают вполне определенное геологическое положение — в зонах экзоконтакта прорывающих гипербазиты основных интрузивов. В Пекульнейском массиве плагноклазсодержащие перидотиты тоже установлены в приконтактовой зоне габброидного интрузива, прорывающего ультраосновные породы в северо-западной части гипербазитового тела. Как и в других местах, контакт гипербазитов с габброидами имеет здесь сложное строение, обнаруживая все переходы от нормальных габбро через меланократовые оливиновые габбро к троктолитам и пироксенитам. Среди этой пестрой гаммы пород встречаются небольшие линзовидной формы ксенолиты перидотитов, содержащих плагноклаз. Этими же породами сложена узкая внутренняя эндоконтактовая зона габброидного интрузива. По мере удаления от контакта с габброидами количество плагноклаза в гипербазитах быстро сокращается до полного исчезновения. Учитывая эти факты, мы считаем, что возникновение плагноклазсодержащих перидотитов есть результат взаимодействия габброидной магмы с гипербазитами.

Установление генетической природы плагноклазсодержащих перидотитов имеет важное значение, поскольку приведенная выше интерпретация наблюдаемых явлений в значительной мере ослабляет аргументацию Г. Г. Кайгородцева (1961), считающего, что гипербазиты и габброиды Пекульнейского хребта в отличие от таковых района Усть-Бельских гор принадлежат не к гипербазитовой, а к габбро-перидотитовой магматической формации и являются, таким образом, производными базальтовой магмы. В числе аргументов, на которые опирается Г. Г. Кайгородцев, есть и такие, как резко заниженное по сравнению с усть-бельскими гипербазитами содержание окиси магния в ультраосновных породах Пекульнейского хребта, не превышающее, по его данным, 23—27 %. В том, что эти цифры не отвечают действительности, убеждают нас данные следующей таблицы, где приведены содержания (вес. %) магния, кальция и титана в типоморфных разновидностях ультраосновных пород Пекульнейской ветви:

Порода	MgO			CaO			TiO ₂			Колич. анализов
	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.	
Дунит	36,30	43,89	40,92	н.о.*	5,34	1,52	н.о.	0,23	0,07	4
Верлит	22,41	41,39	30,25	0,73	16,74	8,07	0,03	0,23	0,13	4

Резкие изменения содержания окиси магния и кальция обусловлены весьма непостоянным количественно-минеральным составом пород, а также почти постоянным присутствием в них более позднего амфибола. Наконец, Г. Г. Кайгородцев ссылается на то, что среди гипербазитов Пекульнейского хр. нет типичных для гипербазитовой формации пород — гарцбургитов. Мы не решились бы утверждать это в такой категорической форме, поскольку в ряде мест Пекульнейского хр. среди серпентинитов были встречены разности гипербазитов, содержащие псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену и лишенные каких-либо признаков присутствия в них ильменопироксенов. Поэтому можно говорить лишь о малой распространенности гарцбургитов среди гипербазитов Пекульнейской ветви, а не об их отсутствии. Этот критерий, конечно, не является решающим для определения формационной принадлежности гипербазитов.

Г. Г. Кайгородцев подчеркивает, что гипербазитовые массивы обычно пространственно разобщены с массивами габброидов, а в случае их совместного нахождения между ними фиксируются четкие интрузивные контакты. Таким образом, все то, что изложено выше, говорит в пользу того, что, по крайней мере, на данной стадии изученности гипербазитов

* Н. о. — элемент не обнаружен.

массивов Пекульнейского хр. нет оснований считать их производными базальтовой магмы и выделять их в особую группу магматических формаций. Мы считаем, что они относятся к тем же альпийским гипербазитам, каковыми сложены ультраосновные массивы, входящие в состав других ветвей Западно-Чукотского гипербазитового пояса. Несколько необычный состав ультраосновных пород Пекульнейской ветви, по-видимому, определяется тем, что некоторые гипербазитовые массивы или их части подвергались глубокому преобразованию в результате воздействия более поздних габброидных и гранитоидных интрузивов.

Именно с этими процессами связано появление в гипербазитах мономинеральных пироксеновых жил (диопсидитов), которые обнаружены нами в центральной части северной половины Пекульнейского массива. Такая же картина наблюдается и в более северном Янранайском гипербазитовом массиве.

Характеристика Пекульнейского массива будет неполной, если не упомянуть о наличии в его пределах апогаббровых существенно кальциево-спликатных пород и ассоциирующих с ними эклогитоподобных образований. И те и другие, как показано на рис. 10, прослеживаются в виде узкой прерывистой полосы, пересекающей по диагонали Пекульнейский массив. Пространственно они совмещаются с зоной разрывных нарушений, уходящих далеко за пределы массива. Апогаббровая природа пород, состоящих из различно сочетающихся цонзита, амфибола, изредка граната, а также альбита, хлорита и сфена, устанавливается по встречающимся в них реликтам интенсивно замещенного сосюритом и пренитом основного плагноклаза и по сохраняющемуся кое-где рисунку габбровой структуры пород. Местами, как, например, в правобережной половине Пекульнейского массива, среди сплошного поля цонзит-амфиболовых пород устанавливаются ксенолиты сильно серпентинизированных и амфиболитизированных перидотитов. Эклогитоподобные образования, состоящие из пироп-альмандинового граната, пироксена диопсид-геденбергитового ряда с повышенным содержанием глинозема и небольшим количеством натрия, а также амфибола (паргасит), были обнаружены нами в пяти пунктах массива. Характеристика этих образований будет дана в разделе, посвященном петрографии метасоматических пород.

КОРЯКСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС

Этот пояс альпийских гипербазитовых массивов прослеживается в субширотном направлении на протяжении более 160 км от среднего течения р. Великой на западе до бассейна р. Конрарываам на востоке.

Составляющие пояс многочисленные главным образом небольшие по размерам массивы пространственно сопряжены с Койвэрэленской зоной глубинного разлома, проходящей вдоль северного крыла Северо-Корякского антиклинория. Существование крупной зоны разрывных нарушений устанавливается здесь, помимо геологических наблюдений, сериями четко выраженных линейных магнитных аномалий, интенсивность которых превышает фон магнитного поля вмещающих пород на 300—700 гамм. С зонами магнитных аномалий, по данным Б. М. Чикова (1967), совпадают линейные области больших градиентов силы тяжести. Эта зона разломом контролировалась не только размещением гипербазитовых массивов, но и всю последующую магматическую деятельность района. Вдоль зоны и сопряженных с ней тектонических нарушений локализуются более молодые интрузивы основного и кислого состава, рвущие гипербазиты и меловые отложения. Более того, тектоническую активность зона сохраняла и значительно позднее — в третичное и четвертичное время. Об этом свидетельствуют факты вовлечения в тектонические движения фаунистически охарактеризованных палеогеновых отложений и

интродуцирующих их габброидных тел, а также наличие в Койвэрэленской зоне разлома небольших участков совсем юных пирокластических образований, которые сопоставляются нами с аналогичными отложениями древнечетвертичной апукской свиты. Наконец, эта зона разлома хорошо выражается в современном рельефе в районе северного фаса Корякского нагорья. Все эти факты говорят о длительном развитии Койвэрэленской тектонической зоны и правомерности отождествления ее с зонами глубоких разломов.

Койвэрэленскую зону глубинного разлома есть основание рассматривать как разорванное и смещенное поперечным разломом (Чиков, 1965) северо-восточное ответвление главного Таловско-Майнского глубинного разлома, трассированного ультраосновными массивами Западно-Чукотского гипербазитового пояса.

В своеобразном размещении гипербазитовых массивов Корякского пояса проявляются характерные детали его строения (см. рис. 1). Устанавливается, например, что главная масса ультраосновных массивов прослеживается не вдоль осевой зоны глубинного разлома, а образует цепочки, простирающиеся под острым углом к последней. Эти цепочки и пространственно совпадающие с ними боковые ответвления зон магнитных аномалий фиксируют разрывные нарушения, сопряженные с Койвэрэленским глубинным разломом. Одна из таких цепочек (юго-восточная) протягивается от истоков р. Мал. Научирьнай к верховьям рек Эльгеваам и Чирьнай и далее в междуречье Чирьная и Ныгчеквеема. Другая цепочка (северо-западная) прослеживается из бассейна р. Ягельной (правый приток р. Мал. Научирьнай) по водоразделу рек Научирьнай — Эльгеваам в нижнее течение последнего.

Трассируемые гипербазитовыми массивами зоны разрывных нарушений приурочены к свободной части Северо-Корякского антиклинория, сложенного кремнисто-вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Относительно возраста их до сих пор нет единого мнения. Одни и те же толщи различными исследователями датируются по-разному. Так, И. М. Русаков и А. И. Трухалев (1964) наиболее метаморфизованные участки этих толщ относят к докембрию. О. П. Дундо (1965) слагающие антиклинорий толщи датирует палеозоем, а геологи Северо-Восточного геологического управления — мезозоем. В последнее время появились материалы, которые подтверждают молодой возраст вулканогенно-осадочных отложений, слагающих центральную часть Северо-Корякского антиклинория. И. С. Розенблюмом и В. Г. Куприенко было установлено, что в районе, расположенном к востоку от г. Янранай и оз. Гытчикай, эти породы подстилаются фаунистически охарактеризованными песчаниками верхней юры или самых низов мела и перекрываются отложениями, содержащими *Inoceramus schmidtii* Mich. Следовательно, возраст вулканогенно-осадочных пород, слагающих сводовую часть Северо-Корякского антиклинория, определяется как нижний мел (Гнибиденко, 1969). В лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР Л. В. Фирсовым был определен возраст взятых из нашей коллекции двух образцов порфириров из осадочно-вулканогенной толщи, вмещающей гипербазитовые массивы северного склона Чирьнайских гор. Ниже приводятся результаты анализа:

Проба	Содерж. K ₂ O, вес. %	Абс. возраст, млн. лет
3974	0,86	103±9
3971	0,76	108±10

Полученные цифры подтверждают нижнемеловой возраст вмещающих гипербазитовые массивы осадочно-вулканогенных толщ. К этому следует добавить, что, во-первых, галька рвущих гипербазиты габброид-

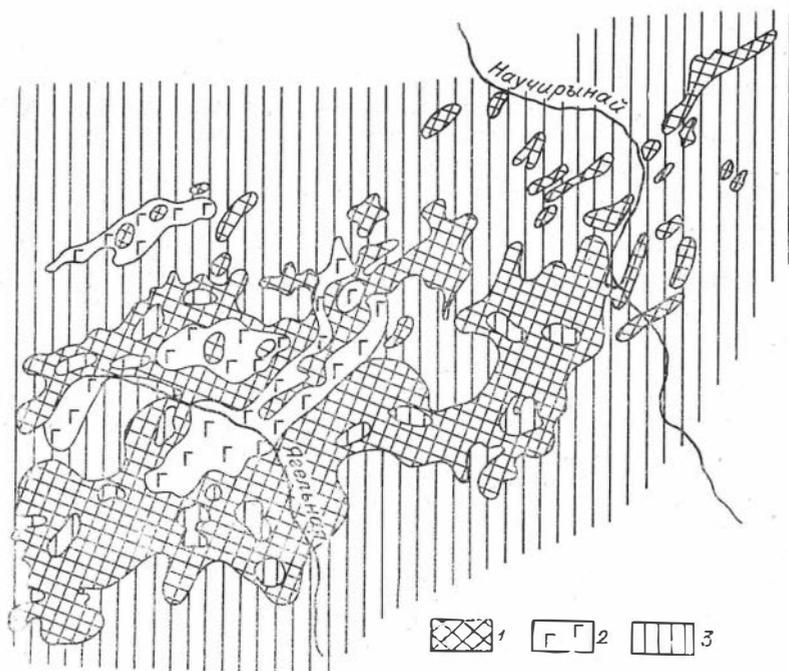


Рис. 11. Схема геологического строения междуречья Мал. Научпрынай — Научирьнай. Сост. по материалам Я. К. Усенко с дополнениями авторов (1 — гипербазитовые массивы, 2 — интрузивы габброидов, 3 — Sg_1 , осадочно-вулканогенные отложения).

дов установлена в базальных слоях фаунистически охарактеризованных сеноман-туронских отложений, слагающих крылья Северо-Корякского антиклинория, и, во-вторых, пока не известно ни одного пункта, где гипербазиты разместились бы среди верхнемеловых пород. Все эти прямые и косвенные данные позволяют датировать становление гипербазитовых массивов Корякского пояса нижним мелом.

В строении разреза кремнисто-вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ нижнего мела, по нашим и И. С. Розенблюма и Я. К. Усенко данным, участвуют лавы, лавобрекчии и агломератовые лавы, состав которых меняется от миндалекаменных авгитовых порфиритов до дацитов. Потоки эффузивов чередуются с горизонтами кристалло- и литокристаллокластических туфов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфосланцев, а также сургучных яшм, радиоляритов и кварцитов. Местами, как, например, в районе гор 1064, Красной и Чирьнайских, среди вулканогенных пород обнажаются небольшие выходы — останцы известняков. Для этих толщ характерна резкая фациальная изменчивость пород по простиранию и зеленокаменное перерождение их в локальных приразломных участках с образованием аповулканогенных кварц-хлоритовых, альбит-эпидот-хлоритовых и карбонат-эпидот-хлоритовых сланцев низких ступеней метаморфизма.

В Корякском гипербазитовом поясе в настоящее время насчитывается 113 ультраосновных массивов. Площадь выходов многих из них измеряется лишь десятками и даже сотнями долями квадратного километра. Вместе с тем известны и такие крупные тела, как Тамватэйский массив, площадь выходов пород которого около 240 кв. км. Из других крупных массивов отметим Малонаучирьнайский, г. Красной, Чирьнайский, а также обширное поле сближенных гипербазитовых тел в районе водораздела рек Мал. Научирьнай и Научпрынай (рис. 11). Все эти массивы занимают

площадь в несколько десятков квадратных километров. Общая площадь слагающих пояс массивов 405 кв. км. Большинство их имеют в плане форму сплюснутых эллипсов или линз, ориентированных длинной осью в северо-восточном или субширотном направлении. Для массивов гор 1064, Красной и Чирынайского устанавливается плитообразная форма гипербазитовых тел. Плитообразное тело массива г. 1064 простирается в направлении СВ 20° и падает на северо-запад под углом 40° , мощность тела около 0,5 км. Мощность Чирынайского тела 1400 м. Оно имеет южное падение под углом 30° . Контакты между гипербазитами и вмещающими их породами обычно осложнены разрывной тектоникой.

Наиболее распространенными породами ультраосновных массивов Корякского гипербазитового пояса являются перидотиты. Содержание оливина в них всегда больше, чем пироксенов. Пироксены в типичном по составу перидотите составляют 20—25% объема пород. Среди них почти всегда преобладает ортопироксен. Верлиты встречаются крайне редко. Более подробная характеристика ультраосновных пород, как и детали морфологии массивов, будут приведены ниже, при описании гипербазитовых массивов. Здесь же отметим интенсивную серпентинизацию ультраосновных пород. Большинство мелких тел полностью серпентинизированы. В крупных массивах, например Тамватнэйском, большие площади сложены серпентинитами. Вместе с тем нельзя не сказать о хорошей сохранности ультраосновных пород, слагающих значительную часть площади Чирынайского массива или юго-западную часть массива г. Красной. Ряд массивов содержит многочисленные маломощные метасоматические жилы пироксенитов, локализованные в экзоконтактовых зонах рвущих гипербазиты габброидных интрузивов. По правобережью р. Лозовки, правого притока р. Эльвеваам, нами установлены метасоматические перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты). Все ультраосновные породы метасоматического генезиса отличаются повышенной железистостью слагающих их породообразующих минералов.

В массиве г. Красной и в одном из массивов правобережья р. Чирынай нами обнаружены также метасоматические эглогитоподобные породы, характеристика которых будет дана ниже. Наряду с довольно широко развитыми относительно высокотемпературными метасоматическими апогипербазитовыми образованиями в ряде районов Корякского пояса установлены продукты низкотемпературного метасоматоза гипербазитов. Они представлены тальк-карбонатными и кварц-карбонатными породами (лиственитами), которые в большом количестве известны в северном эндоконтакте Тамватнэйского массива. Выходы их были встречены нами в ряде мелких тел ультраосновных пород в долине р. Чирынай выше устья его левого притока — р. Енатпытваргываам, в Чирынайском массиве, в районе гипербазитового массива г. Серой и в других местах. Напомним, что аналогичные продукты низкотемпературного метасоматоза гипербазитов почти неизвестны среди массивов Западно-Чукотского пояса. Эти отличия апогипербазитовых продуктов метасоматоза Западно-Чукотского и Корякского поясов, вероятно, объясняются тем, что в районах распространения массивов последнего широко развиты гранитоидные интрузивы, с гидротермальной деятельностью которых связан процесс низкотемпературного преобразования гипербазитов.

Ультраосновные массивы Корякского пояса повсеместно пространственно ассоциируют с рвущими их телами габброидов. Последние закартированы вблизи всех без исключения крупных ультраосновных массивов. Широко распространены они также в районах гор Серой и Кекур, а также в верховьях руч. Железного, руч. Виллой, по правобережью р. Лозовки и в бассейне р. Ягельной (рис. 12). Обычно это мелкие дайко- или штокообразные тела. Реже встречаются более крупные массивы,

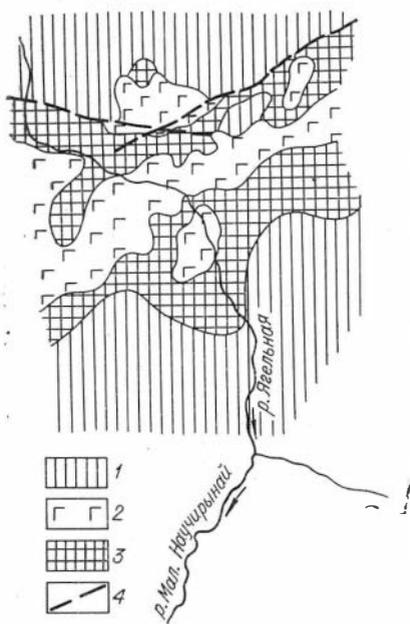


Рис. 12. Геологическое строение бассейна р. Ягельной. Сост. по материалам авторов (1 — S_1 , осадочно-вулканогенные отложения, 2 — интрузивы габброидов, 3 — гипербазиты, 4 — предполагаемые тектонические нарушения).

в гипербазиты, и аллометаморфическими зонами антигоритовых серпентинитов в последних.

В заключение общей характеристики гипербазитовых массивов Корякского пояса отметим, что часть их обладает повышенной хромитоносностью. В составе хромовых руд установлены платиноиды, а в аллювии ряда рек, дренирующих массивы, известна шлиховая платина.

Тамватнэйский гипербазитовый массив

Это один из крупнейших гипербазитовых массивов Северо-Востока СССР и самый крупный в северо-западной части Корякского нагорья. Породы массива слагают сравнительно невысокую горную гряду в междуречье р. Великой и ее правого притока р. Тамватнэй.

Первое упоминание о Тамватнэйском массиве было сделано С. В. Обручевым (1936) при описании орографии Чукотского округа. В 1955 и 1957 гг. он был закартирован сотрудниками Корякской экспедиции НИИГА Г. А. Закржевским и В. Ф. Мишиным. Позднее первый из них опубликовал статью, в которой привел краткую характеристику массива (Закржевский, 1963). Наши исследования массива относятся к 1967 г. В этом же году в процессе геологической съемки массив обследовался В. Г. Силкиным. Излагаемое ниже описание массива приводится по оригинальным материалам авторов.

В плане массив образует вытянутое в субширотном направлении эллипсоидное тело, длинная ось которого составляет 37 км (рис. 13). Максимальная ширина тела достигает 11 км, а общая площадь выходов ультраосновных пород 237 кв. км. В центральной части массива, ближе

площадью свыше 10 кв. км. Тела габброидов сложены нормальными габбро п (или) габбро-норитами, иногда содержащими оливин. Жило- и дайкообразные тела часто представлены габбро-пегматитами. Породы переходных зон от габброидов к гипербазитам обычно отличаются пестротой состава и невыдержанностью текстурных признаков. Здесь проявляется широкая гамма пород от лейкократовых до оливиновых габбро и троктолитов, в которых наблюдаются «струйчатые» и полосчатые текстуры, а также фиксируются многочисленные ксенолиты ультраосновных пород. Далее в сторону массива гипербазитов появляются плагиоклазсодержащие ультраосновные породы. Последние обогащаются клинопироксеном, вплоть до образования мономинеральных пироксеновых пород (диопсидитов). Все это маскирует интрузивный характер контакта габброидных тел и иногда создает ложное впечатление о наличии первично расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов. Мощность псевдорасслоенных контактовых зон обычно десятки метров и лишь иногда достигает 100—150 м. Наряду с таким сложным взаимоотношением габброидов с гипербазитами между ними наблюдаются также четкие интрузивные контакты с зонами закалки в габброидных телах, апофизамп габброидов, проникающими

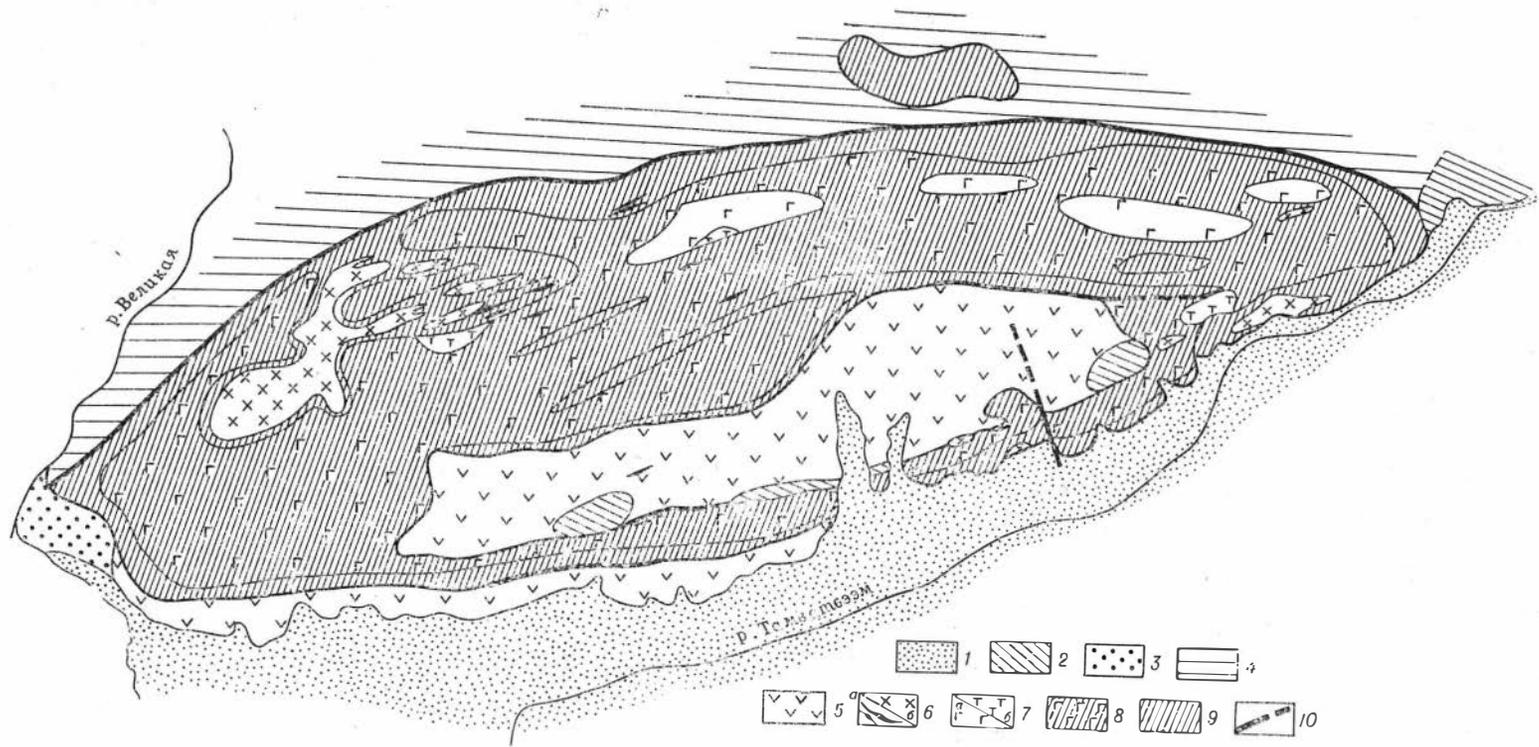


Рис. 13. Схема геологического строения Тамватзэйского гипербазитового массива.
Сост. по материалам авторов.

1 — четвертичные (аллювиальные) отложения; 2 — литокристаллические туфы и туфоконгломераты плагиоклазовых и авгитовых порфиров апукской (?) свиты нижне-среднечетвертичного возраста; 3 — песчаники неогенового возраста; 4 — Сг₁ (апг — альб?), терригенные отложения тамватзэйской свиты; — 5 Сг₁, диабазовые и авгитовые порфиры, андезиты, дациты и их туфы; 6 — габбро, оливинные габбро, габбропегматиты (а — дайки, б — штоки). Гипербазиты: 7 — участки слабо серпентинизированных пород (а — гарцбургиты, б — лерцолиты); 8 — интенсивно серпентинизированные лерцолиты; 9 — серпентиниты; 10 — тектонические нарушения.

к его южному контакту, среди гипербазитов обнажается полоса вмещающих вулканогенных пород, ориентированная длинной осью в соответствии с удлинением массива в север-северо-восточном направлении. С северной стороны массив сопровождается небольшим сателлитом, сложенным серпентинизированными лерцолитами.

Вмещающими породами для массива служат вулканогенно-осадочные отложения нижнего мела. Непосредственные контакты осложнены разломами. Это особенно отчетливо проявляется вдоль северной его границы, где он по мощной региональной зоне разлома контактирует с ритмично-слоистой толщей, состоящей из переслапывающихся горизонтов туфопесчанников, алевролитов, аргиллитов, глинистых известняков и подчиненных им прослоев конгломератов и гравелитов, входящих в состав тамватнэйской свиты. В непосредственной близости от северо-западного конца массива, в районе р. Бурной, среди отложений тамватнэйской свиты были обнаружены отпечатки флоры, которые, по определению Н. Д. Васильевской (1963), датируют содержащие их слои нижним мелом. В этих же отложениях Г. А. Закржевским была собрана флора, комплекс которой дал возможность О. П. Дундо и А. И. Жамойда (1963) уточнить стратиграфическое положение свиты. По их данным, седиментация пород свиты происходила в апт (?) - альбское время.

В южной половине массива расположено крупное поле, вытянутое в субширотном направлении и сложенное исключительно вулканогенными отложениями — потоками дацитов, андезитов, авгитовых и диабазовых порфиритов, лавобрекчий и туфов. Эти же вулканогенные породы обнажаются в юго-западной экзоконтактовой зоне массива. К востоку от него в междуречье Научирынай — Чырынай и в районе Майницкого оз. аналогичные вулканогенные породы, по данным Г. С. Гнибиденко и И. С. Розенблюма (1966), имеют нижнемеловой возраст. Поэтому мнение Г. А. Закржевского (1963) о палеозойском возрасте вулканогенных пород, обнажающихся южнее массива, следует считать ошибочным.

Ультраосновные породы Тамватнэйского массива и прорывающие их габброиды перекрываются вулканогенной толщей, сохранившейся от денудации в виде небольших по площади «нашлепок», главным образом в восточной и юго-восточной частях массива. В верховьях правой безымянной речки, впадающей в р. Тамватнэй сразу нижевосточной его границы, в основании этой толщи залегают туфоконгломераты, содержащие гальку серпентинитов и габброидов. В других местах гипербазиты непосредственно перекрываются литокристаллокластическими туфами, состоящими из обломков миндалекаменных плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, вкрапленников плагиоклаза и авгита. Туфы местами чередуются с кремнистыми прослоями и черной пузыристой лавой авгитовых порфиритов и базальтов. Все эти породы характеризуются исключительной свежестью и этим четко отличаются от нижнемеловых эффузивов. Они параллелизуются нами с древнечетвертичными вулканогенными отложениями апукской свиты. В крайней юго-западной части массива гипербазиты трансгрессивно перекрываются песчаниками, содержащими обуглившиеся древесные стволы. Г. А. Закржевский (1963) условно относит их к неогену.

Характерной особенностью массива является его однообразный лерцолитовый состав. Варьируют лишь количественные соотношения между главными породообразующими минералами — оливином, орто- и клинопироксеном. Пироксена в лерцолитах от 5 до 30 об. %. Чаще всего суммарное количество пироксенов составляет 15—25% объема породы, причем ортопироксен всегда явно преобладает над клинопироксеном. Соотношения между ними варьируют от 2:1 до 5:1 и более. Акцессорных хромшпинелидов 1—3%. В восточной части массива встречаются небольшие

участки, сложенные гарцбургитами. В верховьях р. Крестовой в районе водораздельного хребта вдоль удлинения массива прослеживается зона полосчатых гипербазитов. Полосчатость обусловлена чередованием ультраосновных пород, обогащенных пироксенами, с почти лишенными их. Последние по составу близки к дунитам.

Все породы массива серпентинизированы. Наименее серпентинизированные разности прослеживаются в восточной его половине вдоль водораздельного хребта Тамватнэйских гор. Полностью замещенные серпентинитом породы слагают, как обычно, периферические части массива, а также протяженные зоны внутри него. Последние обычно приурочены к участкам разрывных нарушений. Одна из наиболее крупных зон серпентинизации показана на рис. 13. Обычен также ореол серпентинитов вокруг прорывающих массив тел габброидов.

Интрузирующие гипербазиты габброиды слагают крутонаклонные линзообразной формы тела, реже штоки, обнажающиеся преимущественно в западной и восточной частях Тамватнэйского массива. Площадь наиболее крупного тела (бассейн руч. Бурного) около 10 кв. км. Все тела габброидов сложены преимущественно крупнозернистыми часто пегматоидными габбро и габбро-норитами. Реже встречаются средне- и мелкозернистые офитовые габбро и габбро-диабазы. В контактовых зонах наиболее крупных тел обнаруживаются контаминированные породы типа плагиоклазосодержащих перидотитов, троктолитов и оливиновых габбро, характеризующихся быстро меняющимся соотношением лейкократового и меланократового материала. Эти породы обладают неяснополосчатой или пятнистой текстурой. Местами в экзоконтактной зоне габброидных интрузивов появляются маломощные (несколько десятков сантиметров) жилки пироксенитов. В большинстве же случаев габброиды имеют резкие контакты с гипербазитами, которые на границе с габбро претерпевают интенсивную серпентинизацию с образованием зоны антигоритовых серпентинитов.

Абсолютный возраст габбро (проба отобрана из небольшого штока, расположенного в восточной части Тамватнэйского массива), определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ИГГ СО АН СССР Л. В. Фирсовым, составил 100 ± 10 млн. лет, что соответствует границе нижнего и верхнего мела.

Гипербазитовый массив горы Красной

Породами массива слагается господствующая высота северной части Корякского нагорья — г. Красная, которая получила свое название от бурой корки выветривания, покрывающей гипербазиты. Она отчетливо выделяется на фоне мелкогорного рельефа этого района, воздымаясь над средним уровнем гор почти на 700 м.

Структурное положение массива определяется приуроченностью его к северо-западной зоне разрывных нарушений, сопряженных с главным Койвэрэленским глубинным разломом. Массив обнажается в сводовой части Северо-Корякского антиклинория, образуя вытянутое в северо-восточном направлении довольно крупное пластинкообразное тело, падающее на северо-запад. Общая площадь выходов массива 24 кв. км при длине его 14 км и максимальной ширине 5 км (рис. 14). Контакты его на всем протяжении тектонические, с хорошо выраженными зонами дробления, зеркалами скольжения и другими признаками динамического воздействия на слагающие его ультраосновные породы. Тектоническому воздействию подвергаются не только гипербазиты массива и породы вмещающей его толщи, но и прорывающие массив более молодые габброидные и гранитоидные интрузивы.

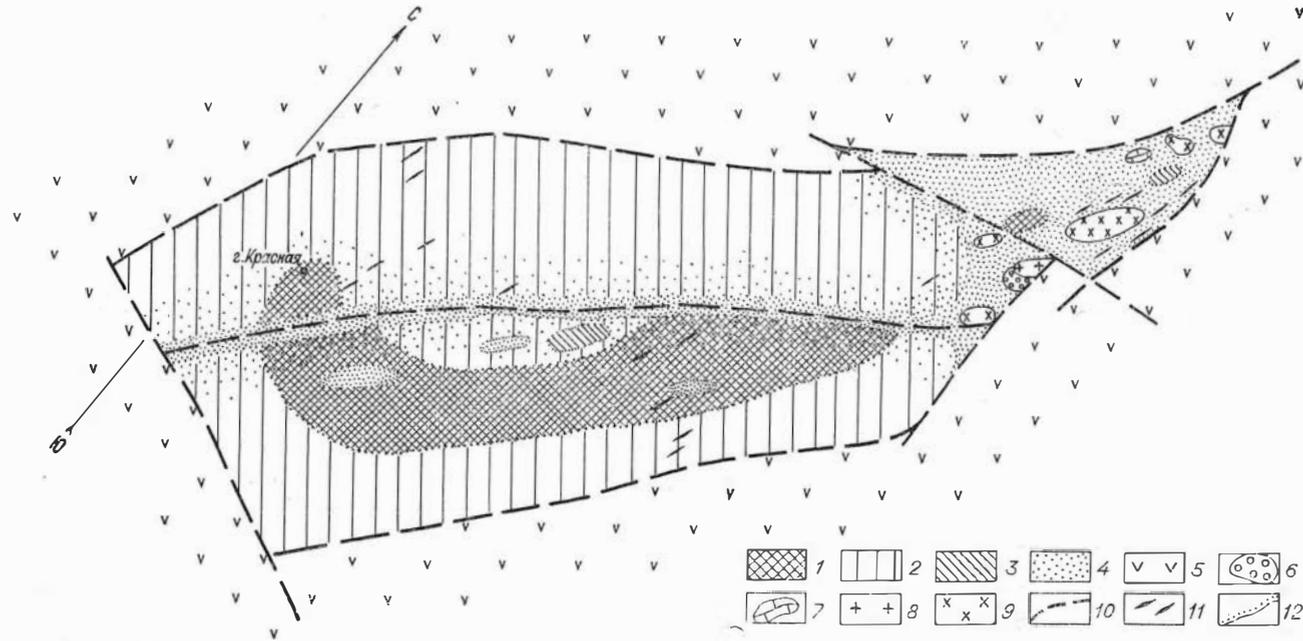


Рис. 14. Схема геологического строения гипербазитового массива г. Красной. Сост. по материалам авторов.

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — лерцолиты; 4 — серпентиниты; 5 — Сг₁, осадочно-вулканогенные отложения; 6 — терригенные породы, содержащие гальку гипербазитов; 7 — известняки; 8 — аплитовидные граниты; 9 — габброиды; 10 — тектонические нарушения; 11 — жилы пироксенитов; 12 — геологические границы.

Массив г. Красной располагается среди пород осадочно-вулканогенной толщи, возраст которой по аналогии с более восточными районами датируется нижним мелом. В ее составе преобладают вулканогенные отложения, представленные потоками базальтов, андезитов, дацитов и горизонтами сопровождающих их пирокластических образований. Осадочная часть разреза слагается песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кварцитами и маломощными прослоями песчаных известняков. В суженной северо-восточной части массива, в истоках одного из левых притоков р. Эльгеваама, гипербазиты трансгрессивно перекрываются пачкой песчано-сланцевых пород, в основании которой залегает маломощный горизонт конгломератов, содержащих обильную гальку как вмещающих массив вулканогенных пород, так и самих гипербазитов и рвущих их габброидов. Далее к северо-востоку на северо-западной границе массива в зоне его контакта располагается небольшой тектонический клин светлых мраморизованных известняков, лишенных каких-либо органических остатков.

На современном эрозионном уровне массив сложен в основном серпентинизированными гарцбургитами. В центральной его части расположено крупное поле в различной степени серпентинизированных дунитов. Северо-восточная его часть почти целиком сложена серпентинитами. Они прослеживаются также в виде узкой зоны в центральной части, будучи пространственно приуроченными к секущей массив тектонической зоне. Гораздо меньшую роль играют лерцолиты. Небольшие поля распространения их окаймлены в центральной и крайней северо-восточной частях массива. Обильны жиллообразные тела пироксенитов, часть которых показана на рис. 14.

Переходы между главными разновидностями слагающих массив пород постепенные. В промежуточной зоне между дунитами и гарцбургитами располагаются породы, которые по содержанию в них ортопироксена можно классифицировать как обедненные энстатитом гарцбургиты или как дуниты, содержащие незначительную примесь ромбического пироксена. Ширина таких зон не превышает полутора десятков метров. Иная картина наблюдается в альбандах жиллообразных тел пироксенитов, которые резко отделены от вмещающих их ультраосновных пород массива серпентинитовой оторочкой. К участкам локализации пироксенитовых жил в дунитах приурочено большинство известных пунктов хромитового оруденения.

По составу главного породообразующего минерала дунитов и гарцбургитов — оливина названные породы совершенно идентичны. И в тех и других оливин представлен высокомагнезиальной разновидностью, содержащей не более 8% фаялитовой молекулы. В дунитах он составляет 97—98% объема породы, а в гарцбургитах содержание его снижается до 75%. Почти всегда оливин несет отчетливые следы деформации, выражающиеся либо в облачном погасании минерала, либо в появлении двойников трансляций. Как правило, плоскость двойникования располагается параллельно плоскости первого пинакоида. Состав всегда присутствующих в породе аксессуарных хромшпинелидов прямо зависит от количества ромбического пироксена и становится тем более глиноземистым и магнезиальным, чем больше в породе пироксена. Присутствующий в породе ортопироксен (энстатит) обнаруживает явный ксеноморфизм по отношению к оливину. Энстатит имеет тонкопластинчатое строение — закономерно распределенные тонкие пластинки амфибола ориентированы параллельно плоскости первого пинакоида пироксена. Кристаллы его, как и оливина, почти всегда несут следы пережитого им давления. Некоторые разновидности гарцбургитов содержат незначительную примесь мелких зерен клинопироксена — диопсида. При увеличении содержания клино-

пироксена гарцбургиты постепенно переходят в лерцолиты. Акцессорные хромшпинелиды в последних еще больше обедняются железом и хромом по сравнению с хромшпинелидами дунитов и гарцбургитов.

Многочисленные жилы пироксенитов массива г. Красной представлены почти мономинеральными породами, состоящими на 90 и более процентов из свежих крупных кристаллов бронзита, содержащего от 12 до 16% ферросплитовой молекулы, и этим они резко отличаются от ортопироксенов перидотитов. Бронзит пироксенитов, как и энстатит перидотитов, очень часто имеет тонкопластинчатое строение. Встречающиеся в пироксенитах в небольшом количестве зерна оливина обладают заметно повышенной железистостью (до 18% фаялитовой молекулы) по сравнению с оливином дунитов и перидотитов. Отмеченные особенности состава породообразующих минералов бронзититов наряду с текстурными их особенностями, взаимоотношением с вмещающими ультраосновными породами массива и локализацией бронзититовых жил вблизи выходов рвущих гипербазиты габброидных интрузий свидетельствуют о более позднем метасоматическом генезисе пироксенитов. Вероятно, такой же генезис имеют обнаруженные среди серпентинитов в крайней северо-восточной части массива небольшие по размеру обособления дунитов и гарцбургитов, оливин и ортопироксен которых также отличается повышенной железистостью и неправильной формой зерен. Выходы подобных пород зафиксированы и в юго-западной части массива, в 1,5 км к северу от вершины г. Красной, среди серпентинизированных гарцбургитов. В северо-восточной части массива, помимо апосерпентинитовых метасоматических гарцбургитов и дунитов, нами обнаружены эклогитоподобные породы, состоящие из граната, клинопироксена и амфибола (паргасита). Небольшой по размерам выход их обнажается в экзоконтакте прорывающей интенсивно серпентинизированные гарцбургиты интрузии габбро. Подробная характеристика этих образований будет дана ниже в специальной главе.

Степень серпентинизации пород массива, как обычно, резко возрастает к периферическим зонам и вдоль нарушений, прослеживаемых внутри последнего. Экзоконтактные зоны прорывающих гипербазиты мелких интрузий габброидов и более кислых пород, равно как и многочисленных даек их, всегда слагаются серпентинитами. Среди серпентинитов обычно преобладают лизардитовые разновидности. Среди лизардитовых серпентинитов встречаются баститсодержащие разновидности. Бастит в них во всех случаях представлен антигоритом. Из других модификаций серпентинитовых минералов отметим изредка встречающиеся тонкие жилки хризотил-асбеста, появляющиеся обычно среди антигоритовых серпентинитов в экзоконтактных зонах рвущих гипербазиты более молодых интрузивных тел. Жилки хризотил-асбеста местами замещаются слюдистым минералом из группы флогопита (?).

Прорывающие массив г. Красной интрузивы представлены мелкими штоками, которые обнажаются главным образом в восточной его половине. Сложены они обычно интенсивно амфиболлизированными габбро, иногда содержащими оливин или продукты его замещения. С другой стороны, среди гипербазитов обнаружены выходы и более кислых кварцсодержащих разновидностей пород габброидного состава. Помимо габброидов, ультраосновные породы массива прорываются небольшими телами лейкократовых мелкозернистых гранитов.

Чирыйнаский гипербазитовый массив

Этот массив характеризуется необыкновенной свежестью слагающих его ультраосновных пород и хорошей обнаженностью, что позволяет на его примере выяснить некоторые детали морфологии и строения тела,

которые в других массивах обычно затушеваны и поддаются расшифровке с большим трудом.

Породами массива сложена субшироко вытянутая гряда Чирынайских гор. Он расположен в области широтной зоны Койвэрэленского глубинного разлома, в том его месте, где с ним сопрягается серия тектонических нарушений северо-восточного простирания, трассируемых мелкими телами ультраосновных пород. Чирынайский массив и расположенные к югу от него более мелкие тела ультраосновных пород вмещаются вулканогенно-осадочной толщей нижнего мела, слагающей центральную часть Северо-Корякского антиклинория. В районе выходов массива в разрезе этой толщи преобладают перемытые вулканогенные образования — туфогенные песчаники и туфоаргиллиты, которые чередуются с подчиненными им горизонтами туфогравеллитов и туфокоагломмератов. Меньшую часть разреза составляют потоки эффузивов андезитового и андезит-дацитового состава и сопровождающие их прослои пирокластических пород. В местах тектонических нарушений нижнемеловые отложения претерпевают зеленокаменные изменения. В юго-восточной части массив по разлому граничит с терригенными породами фаунистически охарактеризованного палеогена (рис. 15).

В плане массив образует серповидное тело, ориентированное длинной осью в широтном направлении. Длина его достигает 15 км, а ширина выходов его 3 км. Площадь слагающих массив ультраосновных пород 29 кв. км. Его северный и южный контакты имеют отчетливо тектонический характер. В периферической зоне массива на всем его протяжении фиксируются рассланцеванные серпентиниты с хорошо выраженными зеркалами скольжения. Явные признаки динамических воздействий вблизи массива обнаруживают и вмещающие его отложения нижнего мела и палеогена. Хорошая в ряде случаев обнаженность контактов массива позволяет уверенно говорить о том, что он в виде плиты мощностью около 1,5 км под углом 30—35° погружается в южном направлении. Это подтверждается данными магнитометрических исследований, согласно которым интенсивность магнитного поля в районе выходов массива, составляющая 700—1000 гамм, постепенно в связи с его погружением ослабевает в южном направлении. Вместе с тем, по этим же данным, выходы гипербазитов, расположенные к югу от Чирынайского массива, по левобережью р. Чирынайэничкаваамкай, имеют такую же плитообразную форму тел, но наклонены в противоположную сторону. Таким образом, можно предполагать, что Чирынайская плита гипербазитов, которая ранее полого погружалась в южном направлении, последующими тектоническими движениями была поломана и приподнята в своей южной части. Визуальные наблюдения, проведенные нами над формой тел гипербазитов еще южнее, позволяют говорить о том, что установленный в районе р. Чирынайэничкаваамкай перелом плитообразного гипербазитового тела был не единственным. Такое же встречное падение пластин гипербазитов устанавливается нами в бассейне р. Майегытколеньскиваамкай.

Петроструктурные исследования ориентированных образцов ультраосновных пород, отобранных нами по кл. Хромитовому вкост простирания массива на всю его мощность, выявили закономерную ориентировку оливиновых зерен. Оказалось, что в приконтактных зонах массива плоскости Nm и Ng оптических индикатрис оливиновых зерен ориентированы преимущественно параллельно плоскостям тектонических контактов. По мере удаления от них степень их ориентировки ослабевает. Выявленные тенденции закономерностей ориентировки главного породообразующего минерала ультраосновных пород массива, очевидно, являются следствием перемещения последнего с места первоначального залегания.

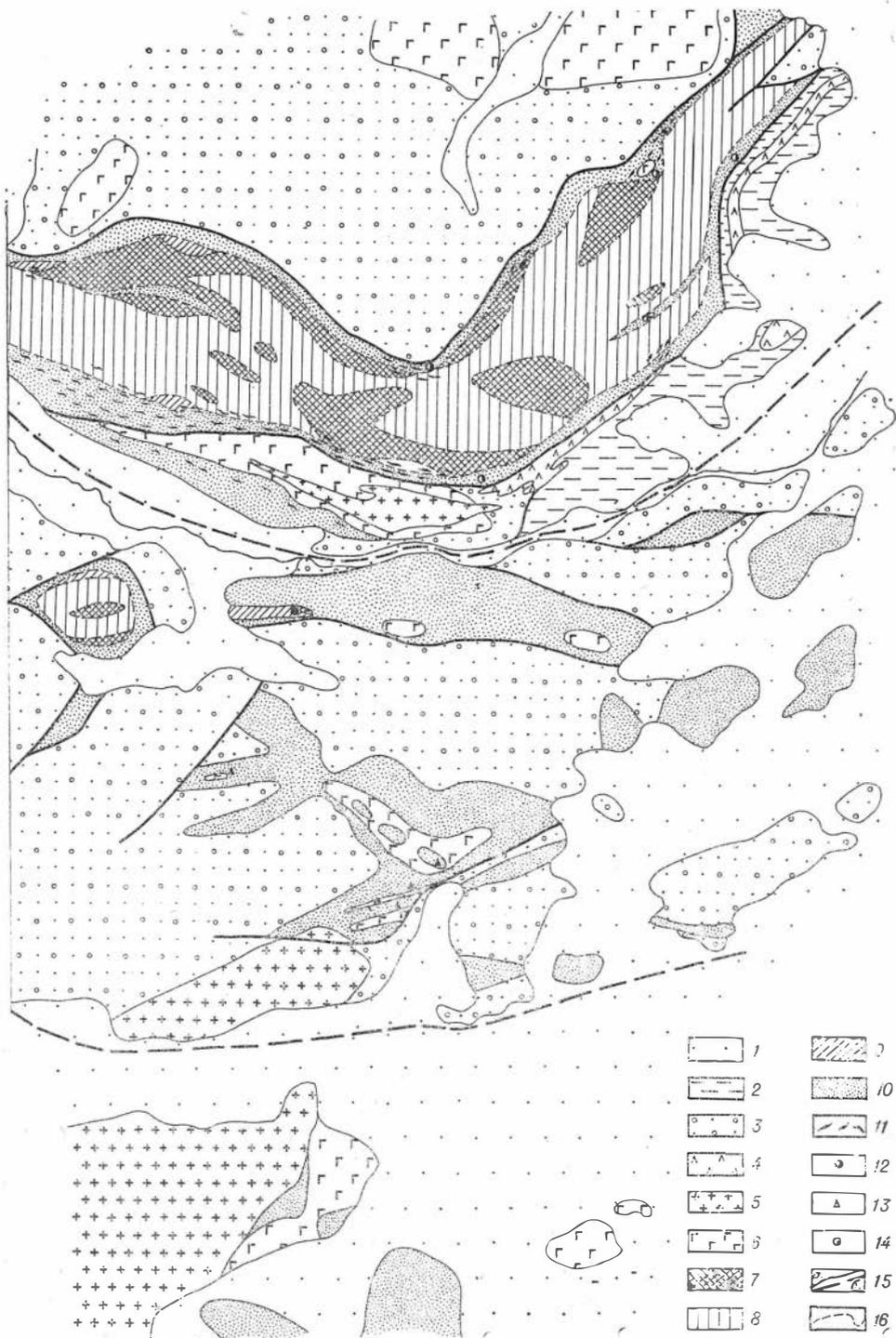


Рис. 15. Схема геологического строения Чирныяского гипербазитового массива.
Сост. по материалам авторов.

1 — четвертичные отложения; 2 — Pg, песчаники, сланцы; 3 — С₁, осадочно-вулканогенная толща; 4 — палеогеновое габбро; 5 — гранитоиды; 6 — габбро, габбро-нориты; 7 — дуниты; 8 — гарцбургиты; 9 — лерцолиты; 10 — серпентиниты; 11 — жилы пироксенитов; 12 — выходы ариезитов; 13 — выходы гранатсодержащих (эклигитоподобных) пород; 14 — выходы тальк-карбонатных и кварц-карбонатных пород; 15 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 16 — геологические границы.

Главная масса слагающих массив ультраосновных пород представлена гарцбургитами. Им количественно подчинены дуниты, которые образуют то сравнительно протяженные полосы, ориентированные по простиранию массива и тяготеющие к основанию плитообразного тела гипербазитов, то сравнительно небольшие по площади выходы, очертывающиеся среди сплошного поля гарцбургитов без какой-либо видимой закономерности. Смена дунитов гарцбургитами происходит постепенно путем появления в первых ортопироксена, количество которого в гарцбургитах массива не превышает 25% объема породы. По составу оливины дунитов и гарцбургитов почти неотличим. Содержание форстеритовой молекулы в нем не превышает 8%. Состав ромбического пироксена в гарцбургитах и в той незначительной примеси его, которая почти всегда присутствует в дунитах, также постоянен и отличается малым (5—7%) содержанием ферросиликатовой молекулы. В явно подчиненном количестве по отношению к дунитам и гарцбургитам находятся перцолиты. Небольшие поля их были встречены в западной части массива, где они тяготеют к его северному и южному контактам. В периферической части массив окружен каймой серпентинитов, мощность которой измеряется первыми сотнями метров. Далее в глубь массива степень серпентинизации пород резко снижается. Серпентиниты устанавливаются и внутри массива, где они сопряжены с субширотными зонами тектонических нарушений. В частично измененных перидотитах и дунитах серпентин представлен lizardитом. Эти же модификации господствуют и среди серпентинитов периферической зоны массива, менее развит антигорит. В ассоциации с lizardитом и антигоритом часто присутствуют хлорит и бесцветный амфибол тремолит-актинолитового ряда. В экзоконтактных зонах габброидных интрузий, прорывающих гипербазиты, в антигорит-lizardитовых серпентинитах обычны также жилки низкодвуупреломляющего бесструктурного офита. Здесь же иногда встречаются тонкие жилки хризотил-асбеста и жилкообразные тела апосерпентинитовых тальк-карбонатных и кварц-карбонатных пород.

Специфической особенностью Чирынайского массива является обилие обычно маломощных жил крупнозернистых пироксенитов, которые локализируются главным образом по его периферии. Особенно густо насыщают они массив там, где он прорван более молодой габброидной интрузией. По вещественному составу это почти мономинеральные энстатитовые, реже диопсидовые породы и вебстериты, в которых часто содержится замещающий пироксен бесцветный амфибол. Иногда в пироксенитах присутствуют серпентин и единичные зерна оливины. В зальбандах пироксенитовые жилки сопровождаются узкой полоской, сложенной мелкозернистым агрегатом регенерированного оливины.

Породы многочисленных ультраосновных тел, обнажающихся к югу от собственно Чирынайского массива, претерпели значительно большую серпентинизацию. За исключением изометричного по форме тела, расположенного непосредственно к югу от массива, все они сложены серпентинитами или интенсивно серпентинизированными гарцбургитами. В одном из них была встречена жила арнежита.

С массивом пространственно ассоциируют тела габброидов, интрузирующие как сам массив, так и вмещающие его вулканогенно-осадочные отложения нижнего мела. Большинство из них имеет небольшие размеры, и только на южном склоне Чирынайских гор гипербазиты прорваны довольно крупным линейно вытянутым телом габбро, площадь выходов которого около 3 кв. км. Еще более крупное тело, площадью 13 кв. км, расположено по соседству с массивом на северных склонах Чирынайских гор.

Преимущественным распространением среди интрузий основного состава пользуются габбро-пориты, гораздо реже встречаются габбро.

Эндоконтактовые зоны габброидных тел, прорывающих вулканогенно-осадочные породы и гипербазиты, имеют различный состав. В первом случае, помимо плагиоклаза и клинопироксена, в габбро появляются роговая обманка и кварц. На контакте же с гипербазитами габброиды обогащены клинопироксеном и оливином, которые распределены в породе неравномерно и обуславливают нечетко выраженную полосчатость и мелкие шилры. В гипербазитах на контакте с габбро появляются клинопироксен и плагиоклаз. Здесь же присутствуют плагиоклаз-оливиновые породы типа троктолита или плагиоклазового перидотита. В эндоконтактовой зоне габброидных тел встречаются ксенолиты гипербазитов. В одном из массивов гипербазитов нами были обнаружены выходы эклогитоподобных пород, расположенные на контакте ультраосновных пород и прорывающих их габброидных тел.

Вулканогенно-осадочные породы, гипербазиты и габброиды Чирынайских гор интрузируются также телами гранитоидов. Они представлены средне- и крупнозернистыми роговообманковыми и биотит-роговообманковыми плагиогранитами. В эндоконтактовых зонах плагиогранитного массива на южном склоне Чирынайских гор обнаружено большое количество ксенолитов амфиболлизированных габброидов. Апофизы плагиогранитов проникают и в гипербазиты Чирынайского массива. По данным анализа калий-аргоновым методом (лаборатория ИГиГ, Л. В. Фирсов), время становления плагиогранитового массива составляет 84 млн. лет.

Помимо тел габброидов и гранитоидов, в районе Чирынайских гор обнаружена еще одна совсем юная интрузия габброидов. Она представлена дайкообразными телами кварцсодержащих преимущественно мелкозернистых офитовых габбро и габбро-диабазов, залечивающих разломы вдоль восточного и юго-восточного контактов Чирынайского гипербазитового массива и прорывающих фаунистически охарактеризованные палеогеновые песчаники. Абсолютный возраст этих габброидов, определенный калий-аргоновым методом Л. В. Фирсовым, 27 ± 3 млн. лет, что не противоречит геологическим наблюдениям.

ХАТЫРСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС

Мы выделяем этот пояс условно, так как не исключено, что при дальнейших исследованиях он окажется юго-восточной ветвью Корякского гипербазитового пояса. Среди гипербазитовых поясов Анадырско-Корякской складчатой системы Хатырский изучен наименее детально и главным образом попутно, в процессе геологосъемочных работ. Гипербазиты правобережья р. Хатырки изучались геологами НИИГА, а северо-восточная половина пояса исследовалась геологами Северо-Восточного геологического управления. Краткое описание ультраосновных массивов пояса приведено также в работе М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко (1960). Относительно возраста и генетической природы гипербазитов Хатырского пояса до сих пор единого мнения не достигнуто. И. М. Русаков (Русаков, Трухалев, 1964) считает, что ультраосновные массивы пояса принадлежат к типу альпинотипных гипербазитов, формировавшихся в верхнем палеозое. С этим мнением не соглашается Ю. Б. Гладенков (1963), который считает их более молодыми (нижнемеловыми). Он полагает также, что они являются ранней фазой сложного пекульнейского магматического комплекса и принадлежат к производным базальтовой магмы. Наконец, М. В. Богидаева и В. Т. Матвеевко (1960) высказали предположение о том, что гипербазиты этого пояса формировались в верхнем мелу и что их следует рассматривать как промежуточ-

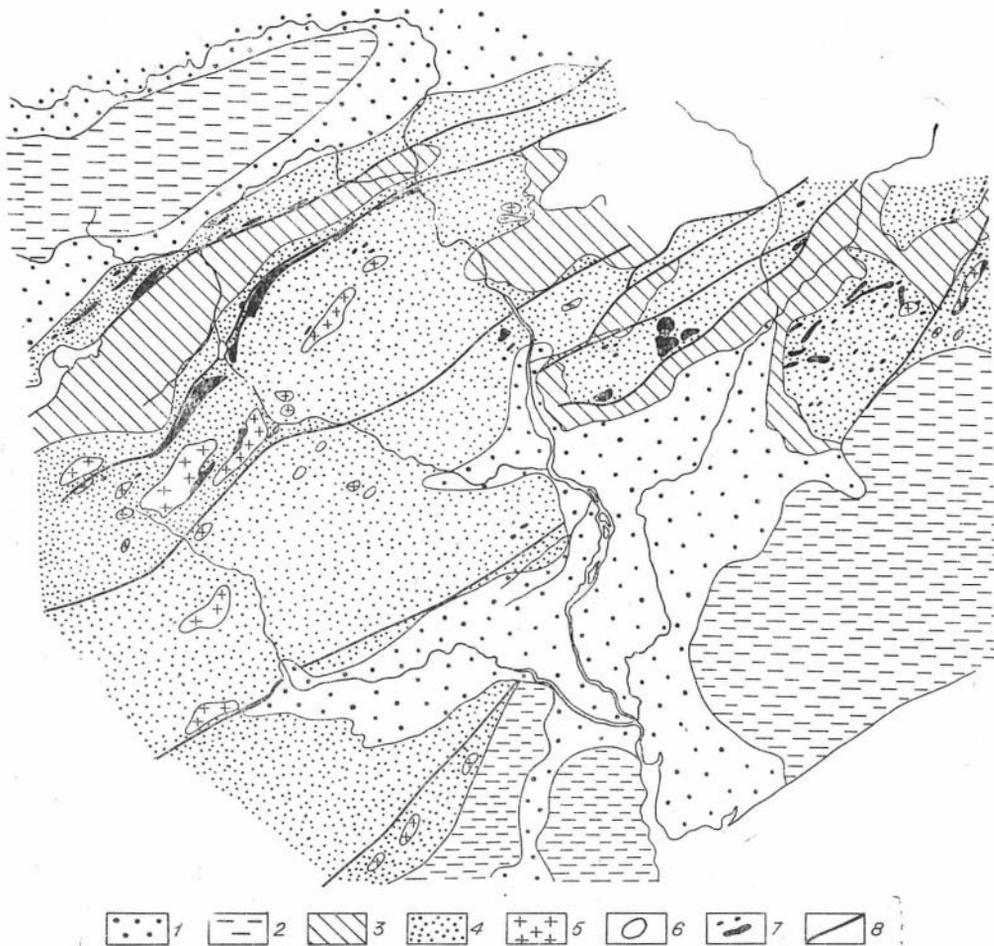


Рис. 16. Схема геологического строения Хатырского гипербазитового пояса. Сост. по материалам Ю. Б. Гладенкова, В. Х. Егнзарова, И. М. Русакова с дополнениями авторов.

1 — четвертичные отложения; 2 — Pg, алевриты, песчаники, конгломераты; 3 — Cg₂, алевриты, песчаники, конгломераты; 4 — Cg (валанжин), спилиты, туфы основного состава, яшмы, алевриты, песчаники, линзы известняков; 5 — плагиограниты; 6 — габбро, габбро-нориты, пегматоидные габбро; 7 — гипербазиты; 8 — основные тектонические нарушения.

ные образования, несущие черты, свойственные как собственно гипербазитовой, так и габбро-перидотитовой магматическим формациям.

Наши исследования Хатырского пояса ограничились изучением в 1967 г. группы ультраосновных массивов центральной части пояса, обнажающихся по правобережью р. Иомраутваам, и наиболее крупного Четкинваамского массива.

В плане пояс состоит из параллельных кулисно расположенных цепочек ультраосновных массивов, прослеживаемых в северо-восточном направлении на протяжении более 100 км от верховьев р. Иомраутваам до бассейна р. Накепейляк (рис. 16). На этом интервале обнажено свыше 80 ультраосновных массивов, большая часть которых представлена мелкими серпентинитовыми линзами, залегающими согласно с простиранием собранных в линейные складки вмещающих их вулканогенно-осадочных отложений нижнего мела. В правобережной части р. Хатырки наряду с небольшими ультраосновными массивами обнажаются крупный линейно вытянутый Четкинваамский гипербазитовый массив и ряд тел среднего

размера, площадь выходов которых измеряется 2—4 кв. км. Общая площадь ультраосновных массивов пояса около 60 кв. км.

Все гипербазитовые массивы пояса расположены среди верхнеюрско-валайкинских отложений, слагающих сводовую часть Хатырского антиклинория. Ни в одном случае они не проникают в терригенные породы сенона, несогласно перекрывающие нижнемеловые. Более того, как отмечает Ю. Б. Гладенков (1963), галька рвущих гипербазиты габброидов и плагногранитов содержится в базальных конгломератах верхнего мела, а в протолочках из расположенных недалеко от ультраосновных массивов терригенных пород сенона установлены хромшпинелиды — постоянный акцессорный минерал гипербазитов. Эти факты дают основание утверждать, что предположения М. В. Богидовой и В. Т. Матвеевко (1960) о верхнемеловом времени внедрения гипербазитов Хатырского района ошибочны.

Вмещающие ультраосновные массивы вулканогенно-осадочные отложения шикского мела, подразделяемые И. М. Русаковым на яндонайскую, паайкинейскую и хатырскую свиты, а Ю. Б. Гладенковым объединяемые в пекульнейскую серию, представлены типично геосинклинальными образованиями. В нижней части разреза преобладают кремнистые породы, чередующиеся с потоками основных эффузивов (сплитов, диабазов, диабазовых и авгитовых порфиритов) и сопровождающими их горизонтами пирокластических пород основного состава. Верхняя часть разреза сложена терригенными породами (алевролитами, песчаниками), среди которых встречаются линзы известняков. Эти отложения собраны в линейные складки северо-восточного простирания. Вулканогенные образования в зонах тектонических нарушений претерпевают зеленокаменные изменения, а в некоторых случаях превращены в порфиритоиды и хлорит-серпичит-кварцевые сланцы, испытавшие метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации. Именно эти локально распространенные метаморфические породы необоснованно обособлялись И. М. Русаковым в яндонайскую свиту, которой он приписывал докембрийский возраст. Несоостоятельность этих построений И. М. Русакова была показана И. С. Розенблумом и В. Г. Куприенко (Гиебеденко, Розенблум, 1966) на примере расположенного к северу района горы Яирапай, о чем говорилось выше, при характеристике Корякского гипербазитового пояса. Верхнеюрско-валайкинский возраст вулканогенно-осадочной толщи обосновывается наличием в кремнистых породах мезозойских радиоляритов, а также ауцелловой фауны в терригенных отложениях верхней части ее разреза (Гладенков, 1964). И. М. Русаковым эти же отложения относились к верхам палеозоя на основании того, что в бассейне р. Иомраутваам и ряде других мест вдоль разломов среди них были обнаружены линзы (клипачи) известняков, содержащих нижнепермскую фауну. Такое необоснованное удревнение возраста вмещающих ультраосновные массивы вулканогенно-осадочных отложений привело И. М. Русакова к ошибочному выводу о том, что в Хатырском районе главная масса гипербазитов внедрялась в верхнепалеозойское время.

Обобщая приведенные данные, можно заключить, что геологическая позиция ультраосновных массивов Хатырского пояса очень близка той, которая была установлена для гипербазитовых массивов Корякского пояса, и совершенно тождественна позиции массивов северной части Западно-Чукотского пояса.

Ультраосновные массивы, слагающие Хатырский пояс, представлены в основном серпентинитами, среди которых в более крупных массивах сохраняются небольшие участки серпентинизированных гарцбургитов и перцолитов. Основная масса серпентинитов сложена лизардит-антигоритовыми, антигоритовыми и лизардит-антигорит-хризотилловыми раз-

ностями. Нередко серпентиниты содержат также бесцветный амфибол тремолит-актинолитового ряда, тальк и магнезпальный карбонат. Среди серпентинитов довольно часто встречаются жиллообразные тела метасоматических пироксенитов, главным образом энстатититов, реже вебстеритов. В Четкинваамском массиве на контакте серпентинитов и прорывающих их габброидов были обнаружены выходы гранат-пироксеновых пород. Большая часть серпентинитов испытала интенсивный динамометаморфизм — рассланцевание и раздробление пород. В ряде мест, особенно в районе выходов Четкинваамского массива, установлена кора выветривания на гипербазитах.

Ультраосновные массивы Хатырского пояса прорываются интрузивами габброидов и плагногранитов. Как было отмечено Ю. Б. Гладенковым (1963), габброиды содержат ксенолиты гипербазитов и сами обнаруживаются в виде ксенолитов в плагногранитах. Эти наблюдения были подтверждены и нашими исследованиями. Таким образом, становление гипербазитов, габброидов и плагногранитов разделено во времени. Они обычно слагают самостоятельные тела, но иногда пространственно совмещаются, так как размещение всех их контролируется одними и теми же разрывными нарушениями. Случаи пространственного совмещения гипербазитов, габброидов и плагногранитов послужили основанием Ю. Б. Гладенкову объединить эти генетически разнородные и разновозрастные образования в единый нижнемеловой пекульнейский магматический комплекс и считать, что породы комплекса возникли в результате дифференциации базальтовой магмы. Мы не можем согласиться с представлениями Ю. Б. Гладенкова относительно генезиса перечисленных групп пород. Эти вопросы будут обсуждены ниже.

Рассмотрим наиболее крупный массив Хатырского пояса — Четкинваамский, прослеживающийся с небольшими перерывами в виде узкой полосы северо-восточного простирания от верховьев р. Четкинваам до долины р. Хатырки. Краткие сведения о нем можно найти в работах М. В. Богдаевой и В. Т. Матвееко (1960) и Л. И. Аликсеевой (1965). Площадь выходов массива 37 кв. км при длине тела 26 км и ширине выходов 0,2—2 км. Северо-западная граница его срезана пологим разрывным нарушением, вдоль которого кремнистые отложения валанжина надвинуты на массив. Пологое падение плоскости сместителя, погружающегося, как и гипербазитовое тело, на северо-запад, в сочетании с рельефом обусловило извилистый контур этой части массива. Юго-восточная граница его также «сорвана», но здесь тектонический контакт гипербазитов с кремнисто-вулканогенными отложениями нижнего мела менее отчетлив.

Массив сложен в основном серпентинитами. В отличие от массивов Западно-Чукотского и Корякского гипербазитовых поясов, где серпентиниты представлены преимущественно лизардитовыми разновидностями, серпентиниты Четкинваамского массива имеют смешанный состав. Среди них наряду с лизардитом широко распространен антигорит. Иногда в ассоциации с лизардитом и антигоритом устанавливается также хризотил. Наличие в серпентинитах различных модификаций серпентинитовых минералов обуславливает разнообразие микроструктур серпентинитов. Широкое распространение среди серпентинитов бастита, реликтов оливина и ромбического пироксена свидетельствует о том, что большая часть их образована по гарцбургитам, которые являлись типоморфной породой для массива. Последний прорвал мелкими телами габброидов и дайками кварцевых порфиров, под влиянием которых в ультраосновных породах появляются новообразования магнезпального амфибола, талька, хлорита и железисто-магнезпального карбоната. С воздействием этих же интрузивных тел, как мы уже отмечали, связываются многочисленные жилло-

образные тела пироксенитов, а также гранат-пироксеновые породы, выходы которых располагаются в экзоконтактных зонах габброидных интрузивов. В районе оз. Четкингытгын на гипербазитах развита кора выветривания.

Небольшие тела габброидов сложены главным образом габбро-норитами и габбро, в том числе роговообманковыми. Встречаются также крупнозернистые и пегматоидные габбро. В эндоконтактных зонах габброидных тел иногда обнаруживаются оливинсодержащие разности габброидов, характеризующихся полосчатыми текстурами. Здесь же среди габброидов сохраняются реликты захваченных обломков гипербазитов. В экзоконтакте габброидных тел появляются оторочки пироксенитов.

* *
*

Заканчивая описание альпийских гипербазитовых поясов Анадырско-Корякской складчатой системы, кратко сформулируем основные положения, вытекающие из изложенного выше.

1. Анадырско-Корякская складчатая система, являющаяся зоной ранней консолидации обширной области незавершенной кайнозойской складчатости Тихоокеанского подвижного кольца, представляет собой один из густонасыщенных гипербазитовыми массивами районов СССР. На ее территории обнажено более 340 ультраосновных массивов площадью свыше 1650 кв. км. Массивы альпийских гипербазитов, трассирующие наиболее крупные разрывные структуры складчатой системы, формируют три пространственно разобщенных пояса. На отдельных интервалах гипербазитовые пояса пространственно совмещаются с зонами метаморфизма повышенных давлений, устанавливаемыми по наличию в них глаукофановых сланцев и эклогитоподобных пород.

2. Гипербазитовые массивы располагаются на различных стратиграфических уровнях нижнего мела. Большинство их тесно ассоциирует с типично геосинклинальными кремнисто-вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, седиментация которых происходила на ранней стадии формирования эвгеосинклинальных прогибов в интервале от берриаса до готерива включительно. Только отдельные гипербазитовые массивы проникают в вышележащие вулканогенно-терригенные отложения, предположительно датированные апт-альбом.

3. Ультраосновные породы слагают пластинообразные, в плане в зависимости от размеров, мощности и угла среза денудационной поверхностью большей или меньшей ширины линейно вытянутые тела, обычно залегающие согласно с элементами пликативной структуры вмещающих их пород. Установленная мощность гипербазитовых пластин даже в крупных массивах обычно не превышает 1,5—2,0 км. Контакты пластин там, где их удается наблюдать, обычно носят тектонический характер и сопровождаются зонами рассланцевания и брекчирования. Масштабы проявлений динамометаморфизма различны и находятся в прямой зависимости от расстояний, на которые пластины перемещены с места своего первоначального залегания, и силы тектонического воздействия на них. Крупные массивы, как правило, сопровождаются серией мелких серпентинитовых линз, располагающихся в направлении удлинения гипербазитовых тел и являющихся их отторженцами. Следы тектонического воздействия на гипербазитовые массивы выражаются также в появлении внутри них разломов и повсеместном нарушении оптической ориентировки в порообразующих минералах и образовании в них двойников трансляции.

4. Среди пород, слагающих ультраосновные массивы Анадырско-Корякской складчатой системы, преимущественным распространением пользуются в различной степени серпентинизированные перидотиты и дуниты. Среди перидотитов преобладают гарцбургиты и лерцолиты. Верлиты обнаруживаются значительно реже и обычно в пространственной связи с рвущими гипербазитовые массивы габброидами. Аналогичное положение занимают пироксениты, которые в виде различной мощности и протяженности жил размещаются среди гипербазитов, локализуясь преимущественно в экзоконтактовых зонах габброидных тел. Пироксениты представлены энстатититами, диопсидитами и вебстеритами.

5. С гипербазитовыми массивами тесно пространственно ассоциируют тела габброидов, которые иногда слагают площади в несколько десятков квадратных километров, но чаще имеют небольшие размеры. В составе их преобладают нормальное габбро, габбро-нориты и их амфиболлизированные разновидности. Реже встречаются нориты и оливинсодержащие габбро. Габброиды всегда моложе гипербазитов. Как гипербазиты, так и габбро интродуцируются еще более молодыми гранитоидами. Под влиянием основной и гранитоидной магмы в гипербазитах возникли различные вторичные образования — от сравнительно низкотемпературного магнезиального карбоната, талька, амфибола до более высокотемпературных — граната, пироксенов и оливина. В результате этих процессов возник целый ряд алогипербазитовых метасоматических пород: карые натизированные серпентиниты, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы, талькиты, актинолититы, амфиболсодержащие перидотиты типа арнежитов, плагиоклазсодержащие перидотиты, троктолиты, а также пироксениты, регенерированные дуниты и гранатсодержащие (эклогитоподобные) породы. За счет габброидов возникают хлорититы и родиниты.

6. В генетической и парагенетической связи с гипербазитами устанавливаются платино-хромитовое оруденение, хризотил- и амфибол-асбестовая минерализация.

Г Л А В А IV

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

В этой главе приводятся результаты минералого-петрографических исследований гипербазитов и пространственно с ними связанных габброидных пород п метасоматических образований. Дается детальная характеристика вещественного состава пород и слагающих их минералов, причем основное внимание уделяется последним. Для изучения минералов применялись различные, в том числе новейшие, методы анализа минерального вещества.

Распространение главных петрографических разновидностей гипербазитов, габброидов и апогипербазитовых метасоматических пород в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы приведено в табл. 1.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Петрографическая характеристика

Вещественный состав гипербазитов относительно однообразен. Они представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и верлитами в различных количественных соотношениях. Все эти породы в той или иной степени серпентинизированы, а в небольших телах и на отдельных участках крупных массивов полностью превращены в серпентиниты. Детальное описание последних дано в третьей части главы.

При анализе пространственного расположения разновидностей гипербазитов внутри крупных тел устанавливается следующая общая закономерность: к основанию их обычно тяготеют дуниты, которые выше по разрезу сменяются гарцбургитами и далее лерцолитами. Но это лишь общая тенденция, которая устанавливается при тщательном картировании и детальном изучении петрографического состава пород. Это не означает, что в составе «слоя», сложенного преимущественно дунитом, отсутствуют перидотиты или в составе «перидотитового слоя» отсутствуют дуниты. Говоря о зональности строения гипербазитовых тел, мы лишь делаем акцент на преимущественном развитии в той или иной части тела определенного типа пород.

Выявление указанной закономерности в строении тел значительно затрудняется наложенными метасоматическими процессами (серпентинизацией и проксерпизацией). Кроме того, отмеченная закономерность очень часто нарушается сложной тектоникой массивов. При расшифровке внутреннего строения гипербазитовых тел следует также учитывать их пространственное положение (угол наклона пластин к плоскости горизонта) и характер современного рельефа. Так, замечено, что при небольших углах падения тел в наиболее пониженных участках рельефа обнажаются дуниты или гарцбургиты, а в повышенных местах — гарцбургиты

или лерцолиты. Большую помощь в расшифровке строения массивов оказывают наблюдения над характером корки выветривания пород, которая позволяет распознавать на местности выходы дунитов и перидотитов. Первым свойственна гладкая канареечно-желтая, со слабым красноватым оттенком корка выветривания, вторым — обычно шероховатая красновато-бурая. При этом густота окраски тем интенсивнее, чем больше в породах пироксена. Этот важный для полевых условий диагностический критерий, тесно связанный с химизмом пород, установлен давно на примере уральских гипербазитовых массивов (Бетехтин, 1934; Павлов, 1949, и др.), однако в последнее время почему-то находится в забвении.

Указанная зональность строения гипербазитовых тел Анадырско-Корякской складчатой системы не является специфической особенностью массивов только этого района и отмечается как для ряда отечественных (Плиус и др., 1955, 1958; Добрецов, 1963, и др.), так и зарубежных регионов (Тейлор и др., 1963^{1,2}; Уайли, 1969; Пейве, 1969, и др.). В отечественной литературе последних лет, посвященной альпийским гипербазитам, очень мало или совсем не уделяется внимания зональности строения гипербазитовых тел данного формационного типа, хотя выявление зональности чрезвычайно важно и необходимо, так как позволяет судить о степени эродированности тела, его форме, положении в пространстве и т. д. Кроме того, наличие (или отсутствие) зональности в массивах альпийских гипербазитов дает ценную дополнительную информацию о генезисе этих образований. На это справедливо обращали внимание участники II Уральского петрографического совещания (Штейнберг и др., 1969).

Изучение зональности в гипербазитовых массивах Анадырско-Корякской системы показало, что переходы между отдельными зонами постепенные и выражаются в закономерном увеличении количества ромбического пироксена в ряду дунит — гарцбургит и моноклинового пироксена в ряду гарцбургит — лерцолит. Распределение пироксенов в породах очень неравномерное. Поэтому, например, среди зоны, сложенной преимущественно дунитами, образуются маломощные полосы и линзы либо дунитов, обогащенных (до 5%) ромбическим пироксеном, либо гарцбургитов. Среди перидотитов нередки участки, сложенные обедненным ортопироксеном гарцбургитами или дунитами. Подобные соотношения между разными типами пород наблюдаются чаще всего в местах перехода от одной зоны к другой. Указанные взаимоотношения между дунитами и перидотитами хорошо фиксируются в Усть-Бельском, Чекульнейском, Чирьнайском, г. Красной и других массивах.

Особое место среди гипербазитов занимают верлиты. Они, как правило, в виде отдельных участков встречаются среди дунитов или совместно с лерцолитами и как бы «замещают» отсутствующие в этом случае гарцбургиты. В некоторых массивах (Чекульнейский и Яранайский) распространенность верлитов находится в прямой зависимости от количества жил пироксенитов (диопсидитов). Переходы от верлитов к этим жилам постепенные. Жилы обычно приурочены к экзоконтактовым зонам габброидных интрузий, рвущих тела гипербазитов. Там, где развиты жилы, сложенные в основном ромбическими пироксенами, дуниты повсеместно энстатитизированы. Отмеченные факты заставляют предполагать, что в ряде случаев породы, отвечающие по минеральному составу верлитам и гарцбургитам, образуются в результате пироксенизации дунитов. Это следует всегда учитывать при картировании гипербазитовых массивов, так как в противном случае может создаться ложное впечатление о составе и строении изучаемых тел. Подобные взаимоотношения пород отмечены и хорошо проиллюстрированы в других районах Союза, например Полярного Урала (Морковкина, 1967).

Номенклатура альпинотипных гипербазитов строится в основном на количественном соотношении в породах оливина и пироксенов. Исходя из этого, породы определялись нами условно по содержанию в них какого-либо из главных компонентов в количестве более 5%. Поэтому к дунитам относились существенно оливиновые породы, содержащие до 5% ромбического или моноклининого пироксена, соответственно в гарцбургитах допускалось присутствие до 5% клинопироксена, в пироксенитах — до 5% оливина и т. д. Присутствие в породе одного из пироксенов (ромбического или моноклининого) в количестве менее 5% отражалось в ее названии, например «энстатитсодержащий дунит» или «диопсидсодержащий гарцбургит» и т. д.

Дуниты

Дуниты в составе изученных массивов пользуются довольно широким распространением, особенно в крупных массивах, подвергшихся значительному эрозионному срезу (Усть-Бельский, Пекульнейский, Чирынайский и др.). В некоторых из них (массив г. 1064) дуниты слагают основную массу тела, во всех остальных они подчинены перидотитам.

Макроскопически дуниты представлены плотными средне- или крупнозернистыми породами от темно- до светло-зеленого цвета. Окраска их зависит от степени серпентинизации, для наиболее серпентинизированных разновидностей характерны темные тона вплоть до черных. По составу это анхимономинеральные породы, состоящие на 97—98% из оливина. В отдельных образцах отмечаются единичные зерна ромбического пироксена, содержание которого не превышает 1—2%. В таком же количестве повсеместно присутствует аксессуарная хромшпинель. Структура пород обычно панидиоморфнозернистая и определяется субизометричной формой зерен оливина, размер которых колеблется от 0,1 до 0,5 мм. Как правило, кристаллы оливина разбиты серией мелких петлевидных трещин, выполненных lizardитом и магнетитом. Иногда в дунитах встречается ортопироксен в виде идиоморфных короткопризматических кристаллов размером до 1,5—2,0 мм. Хромшпинель образует мелкие (до 0,5 мм) изометричной формы зерна и хорошо ограниченные кристаллы кубической и октаэдрической формы. Магнетит встречается совместно с хромшпинелью и либо замещает ее полностью, либо развивается по краям и трещинам ее кристаллов. Количество магнетита в породах увеличивается со степенью их серпентинизации. В этих случаях магнетит в виде мелких зерен или пылевидной сыпи присутствует в просечках петель lizardита и чешуйках антигорита.

Дуниты несут ясные следы деформации в виде двойников трансляции, мозаичных структур в оливине и иногда милонитизации пород.

Кроме того, в ряде случаев (массив г. 1064, Янранайский, Чирынайский) наблюдаются разновидности дунитов с резко выраженной неравномернозернистой (такситовой) микротекстурой (табл. V). Часто она выражается в чередовании участков, сложенных крупными зернами оливина неправильной формы, с участками, сложенными агрегатом зерен, имеющих роговиковую (гранулированную) структуру (табл. VI). В подобного типа дунитах среди крупных кристаллов оливина, обычно имеющих хорошо выраженную спайность, расположены небольшие линзочки серпентина, содержащие мелкую вкрапленность хромшпинелидов. Устанавливается также, что оливины разного габитуса содержат различное количество фаялитового компонента.

Морфологические особенности минералов, приуроченность указанных разновидностей пород к определенным участкам массивов, тесная связь их с разрывными нарушениями, интрузивными телами габброидов

и жилами пироксенитов, а также другие факты позволили нам выделить тип вторичных (регенерированных) дунитов в отличие от описанных выше первичных дунитов. Отмечая наличие двух типов дунитов, следует особо подчеркнуть, что регенерированные их разности пользуются весьма ограниченным площадным распространением, за исключением массива г. 1064.

Для выяснения генезиса регенерированных дунитов нами был проведен следующий эксперимент. Интенсивно серпентинизированный дунит выдерживался 9 час. при температуре 1380°C и атмосферном давлении. В результате была получена порода, подобная природному регенерированному дуниту с неравномернозернистой структурой, которая состояла из новообразованного (регенерированного) и реликтов первичного оливина. Вновь образованный оливин слагал участки, ранее выполненные серпентином, и имел характерную мелкозернистую роговиковую структуру. Одновременно наблюдалась грануляция зерен первичного оливина (табл. VII). Для установления температуры, при которой можно ожидать начала образования по серпентиниту оливина, на дериватографе испытывались чистые серпентиниты лизардитового и антигоритового состава. Анализ кривых ДТА показал, что новообразования оливина появляются при температуре $805\text{--}820^{\circ}\text{C}$. По данным Г. Бриндли и Дж. Зусмана (Brindley, Zussman, 1957), серпентин переходит в форстерит в широком диапазоне температур — от 500 до 700°C ; по данным Ф. П. Леснова (1974), температура перекристаллизации антигорита в форстерит соответствует 800°C . Как указывают У. А. Дир, Р. А. Хауп и Дж. Зусман (Дир и др., 1966), переход серпентина в оливин при атмосферном давлении происходит обычно в интервале $800\text{--}820^{\circ}\text{C}$, хотя в некоторых случаях он может иметь место и при более низких температурах. Исходя из приведенных данных, температура образования регенерированных дунитов оценивается нами не выше $800\text{--}820^{\circ}\text{C}$.

Регенерация дунитов не является специфической особенностью ультраосновных массивов Анадырско-Корякской складчатой системы и отмечается в других районах Союза и за рубежом. Так, аналогичные породы описаны среди гипербазитов на контакте с рвущими их гранитоидами в хр. Борус, Западный Саян (Юдин, 1961), в массиве Блу-Ривер, Британская Колумбия, Канада (Wolf, 1965), гипербазитовых массивах хр. Китакама, Япония (Onuki, 1962), Калифорнии (Тернер и Ферхуген, 1961), юго-восточной Аляски (Тейлор, Нобл, 1963_{1,2}), Орколиканском, Северное Прибайкалье (Леснов, 1971) и др. Наряду с этим описаны случаи образования регенерированных дунитов на контакте метасоматических жил пироксенитов, секущих серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты (Юдин, 1959), а также при воздействии на серпентиниты высокотемпературных вулканических газов (Hess, 1960; Green, 1961) или в результате дегидратации серпентинитов в зонах динамометаморфизма (Морковкина, 1967).

Учитывая изложенные экспериментальные данные и полевые наблюдения, регенерированные дуниты изученного района мы рассматриваем как породы, образовавшиеся за счет метаморфизма серпентинитов. Регенерация оливина происходит вследствие воздействия на эти породы процессов, обусловленных внедрением интрузий габброидов или гранитоидов, пространственно связанных с телами гипербазитов. Образование вторичного оливина, по-видимому, сопровождается метасоматическими явлениями, на что указывают повышенная железистость вновь образованных оливинов и отличия в химизме дунитов разного типа.

Вторичные изменения дунитов выражаются в основном в серпентинизации оливина, реже наблюдаются оталькование, хлоритизация и карбонатизация пород. Тальк отмечается только в энстатитсодержащих разностях и, как правило, только вокруг кристаллов пироксена. Процесс

хлоритизации распространен шире, хлорит (ряда пеннина) развивается по серпентину и вокруг зерен хромшпинелидов. Наиболее широко хлоритизация развита на тех участках, где породы содержат жилки и каймы талька и хризотил-асбеста. Карбонатизация дунитов наблюдается довольно редко и только лишь в массивах бассейна р. Хатырки и на отдельных участках в массивах гор Красной, 1064 и Чирынайском. При широком развитии процессов серпентинизации в первичных дунитах регенерированные их разности почти не затронуты ни серпентинизацией, ни другими вторичными процессами. Это позволяет хорошо диагностировать их при исследовании.

Перидотиты

Перидотиты по сравнению с дунитами являются более распространенными породами в ультраосновных массивах Анадырско-Корякской складчатой системы. Среди них выделяются следующие разновидности: гарцбургиты, верлиты и лерцолиты.

Г а р ц б у р г и т ы среди перидотитов пользуются наибольшим распространением и составляют значительную часть таких крупных массивов, как Усть-Бельский, Чирынайский, г. Красной и др. (табл. 1). В то же время их очень мало или они полностью отсутствуют в массивах хр. Пекульней, г. 1064 и Тамватнэйском.

Макроскопически это темно-зеленые или темные, почти черные с зеленоватым оттенком (в зависимости от степени серпентинизации) плотные полнокристаллические породы, состоящие из форстерита и энстатита. В отличие от дунитов гарцбургиты имеют красно-бурую шероховатую поверхность корки выветривания, на фоне которой хорошо выделяются блестящие кристаллы энстатита. Структура чаще всего гипидиоморфно-зернистая и определяется сочетанием изометричных зерен форстерита и короткопризматических кристаллов энстатита. Размер зерен обоих минералов от долей до 2—3 мм, кристаллы энстатита обычно более крупные. Содержание ромбического пироксена в гарцбургитах колеблется в очень широких пределах — от 17% в разностях, обогащенных оливином, до 50% в разностях, обогащенных пироксеном. Чаще всего гарцбургиты содержат 20—25% энстатита. В качестве второстепенного минерала в гарцбургитах иногда присутствует диопсид ($N_g=1,703$, $N_p=1,671$, $N_g-N_p=0,029$, $2V=+58^\circ$). Он образует неправильной формы кристаллы размером 0,3—1,0 мм. Диопсид обычно имеет свежий облик, в нем практически полностью отсутствуют вторичные продукты, за исключением редких мелких чешуек хлорита.

Акцессорные минералы представлены хромовой шпиделью, которая по составу близка к хромшпинели из дунитов. Она встречается в виде зерен неправильной формы или идиоморфных кристаллов. Количество хромшпинели в гарцбургитах колеблется от 1 до 3%.

Наряду с гарцбургитами описанного типа встречаются разновидности с порфиридной структурой, в которых на фоне общей мелкозернистой массы, сложенной кристаллами форстерита и в меньшей мере энстатита, выделяются крупные кристаллы энстатита и реже форстерита. Породы с такой структурой встречаются в Чирынайском массиве, реже в массивах бассейна р. Хатырки и г. Красной, обычно в непосредственной близости от контакта гнейсов с телами габброидов. Помимо порфиридной структуры, в гарцбургитах отдельных массивов (особенно г. Красной) можно наблюдать резко выраженные аллотриоморфнозернистые структуры, когда зерна и пироксена и оливина имеют неправильную форму. При этом, как правило, кристаллы оливина более идиоморфны по сравнению с энстатитом. Зерна последнего в этих случаях имеют самые

причудливые очертания, часто лапчатую или клиновидную форму. Нередко они как бы обтекают округлые зерна оливины. В таких разновидностях гарцбургитов можно видеть, как от крупного зерна пироксена отходят длинные отростки, выполняющие промежутки между зернами оливины. Такие пироксены отличаются свежестью, которая присуща и породе в целом. Этот тип гарцбургитов распространен в основном на участках массивов, где широко развиты жилы пироксенитов (энстатититов).

Изучение оптических свойств оливинов и пироксенов из гарцбургитов с различным типом структур показало, что они отличаются между собой и по составу. Так, в разновидностях с порфирированной и аллотриоморфнозернистой структурой оливины и ортопироксен характеризуются значительно большей железистостью, чем в гарцбургитах с гипидноморфнозернистой структурой, и в то же время близки по содержанию железистого компонента к минералам из жил пироксенитов метасоматического генезиса.

Учитывая особенности состава породообразующих минералов и структуры разных типов гарцбургитов, а также закономерности их пространственного расположения, мы выделяем, как и для дунитов, два типа этих пород: первичные и метасоматические. Последние рассматриваются нами как образования, связанные с энстатитизацией серпентинизированных дунитов или первичных гарцбургитов. Определить эти разновидности гарцбургитов в полевых условиях сложно и возможно лишь при детальном петрографическом исследовании пород. Тем не менее при картировании массивов гипербазитов иногда такое разделение проводить можно. Мы имеем в виду случаи, когда вторичные (метасоматические) гарцбургиты образуются за счет энстатитизации дунитов. В таких случаях отчетливо видно, как ромбический пироксен сперва появляется в виде отдельных зерен, как правило, приуроченных к небольшим трещинкам в породе. Затем количество их постепенно увеличивается, и со всеми переходами можно наблюдать, как происходит слияние зерен ортопироксена с образованием сначала волосовидных, а затем и более мощных жилок и жил (от 1 мм до 1 м мощности), сложенных почти нацело энстатитом. Когда же метасоматические разности образуются за счет первичных гарцбургитов, макроскопическое их разделение становится невозможным. Косвенным признаком, позволяющим предполагать появление в таком случае метасоматических разностей гарцбургитов, может служить значительное повышение в составе пород количества пироксена, содержание которого изменяется в широком диапазоне на небольших расстояниях. Однако окончательные выводы позволяет сделать только детальное изучение вещественного состава минералов (систематические замеры оптических констант) и структурных особенностей пород. На метасоматический генезис гарцбургитов может иногда указывать и состав акцессорных минералов. Отмечено, что в первичных гарцбургитах они представлены только хромшпиннитом, который под воздействием вторичных процессов замещается с краев и по трещинам магнетитом. В метасоматических же разностях наряду с хромшпиннелем почти всегда встречается магнетит, образующий самостоятельные кристаллы и зерна и фиксирующийся даже в тех случаях, когда хромшпиннель абсолютно чистая и не содержит магнетитовых прожилков и кайм.

Существование метасоматических гарцбургитов заставляет очень осторожно подходить к оценке состава массивов в целом, так как, принимая такие гарцбургиты за первичные образования, можно, во-первых, значительно сузить объем дунитов в общей массе пород и соответственно увеличить объем гарцбургитов и, во-вторых, установить полосчатую (псевдополосчатую) структуру отдельных частей массива, которая по чисто формальным признакам определяется чередованием дунитов и гарцбургитов.

Так, в частности, была выделена полосчатость в массиве г. Красной, где геологами-съемщиками она была принята за первичную и трактовалась как результат магматической дифференциации.

По характеру вторичных процессов гарцбургиты аналогичны дунитам. В них лишь несколько шире проявляются процессы оталькования, менее — карбонатизация и отмечается в разной степени выраженная амфиболитизация пород. Амфиболы развиваются по пироксенам и представлены минералами группы тремолит-актинолита. В основном же гарцбургиты, как и дуниты, подвержены процессам серпентинизации, которые интенсивно изменяют их вплоть до образования серпентинитов.

Верлиты в составе массивов имеют очень ограниченное распространение (см. табл. 1). По внешнему облику они очень похожи на гарцбургиты, отличаясь от последних только составом пироксена, представленного диопсидом.

Выше уже отмечались особенности пространственного распределения верлитов и приуроченность их к выходам дунитов, участкам перехода от дунитов к лерцолитам и зонам контактов жил диопсидитов, секущих дуниты. Изучение состава верлитов показало, что они имеют свои специфические особенности, которые выражаются в следующем. Оливин в верлитах обычно более железистый, чем в первичных дунитах и гарцбургитах, и по своему составу близок к оливицу из метасоматических разновидностей этих пород (табл. 3). По составу клинопироксена в верлитах аналогичны пироксенам в жилах диопсидитов и характеризуются и в том, и в другом случае резкими колебаниями железистости (см. табл. 20, 76). Структура верлитов, как правило, неравномернозернистая, порфировидная: на фоне более мелкозернистой массы оливинового состава выделяются крупные кристаллы пироксена. Среди акцессорных минералов верлитов присутствует как хромшпинель, так и магнетит, что характерно, как отмечалось ранее, и для метасоматических гарцбургитов.

Отмеченные петрографические особенности верлитов наряду с преимущественной приуроченностью их к выходам габброидов и тесной связью с жилами пироксенитов подтверждают высказанное выше положение о том, что эти породы, по-видимому, являются вторичными образованиями, генезис которых связан с метасоматической переработкой первичных дунитов.

Лерцолиты встречаются во многих массивах, но в различных количественных соотношениях с другими типами гипербазитов. Наиболее широким распространением лерцолиты пользуются в Тамватнэйском массиве, где на современном эрозионном срезе они слагают подавляющую часть тела. Достаточно широко лерцолиты представлены в Усть-Бельском массиве и очень незначительно в Куюльском, Чырыпайском, г. Красной и массивах мыса Валижген. В массивах бассейна р. Хатырки, г. 1064 и Янранайском они практически отсутствуют.

Макроскопически лерцолиты — плотные темные с зеленоватым оттенком породы с массивной текстурой и мелко-среднезернистой структурой. Лерцолиты состоят на 70—75% из оливина (форстерита или хризолита), ромбического (энстатита и бронзита) и моноклиного (диопсида) пироксенов. Количество последних колеблется от 20 до 25%. В одних массивах клинопироксен в лерцолитах преобладает над ортопироксеном (массивы хр. Пекульней), в других наблюдаются обратные соотношения (массивы Чырынайский, Усть-Бельский, Тамватнэйский, г. Красной). В последних содержание ромбических пироксенов варьирует от 10 до 20%, моноклиного — 5—10%.

Акцессорные минералы представлены хромшпинелью (2—3%), реже магнетитом. В отличие от дунитов и гарцбургитов хромшпинель в лерцолитах менее хромистая, зерна ее чаще всего неправильной формы.

Под микроскопом структура лерцолитов чаще всего гипидноморфнозернистая, редко панидоморфнозернистая. Размер зерен породообразующих минералов от долей до 1—2 мм. Оливин образует преимущественно изометричные зерна, пироксены — призматической формы кристаллы.

Наряду с описанными разностями лерцолитов вблизи контактов с телами габброидов нередко встречаются лерцолиты с резко выраженной порфиroidной структурой, у которых основная масса представлена мелкозернистым агрегатом оливина и пироксенов, а порфиroidные выделения сложены обычно пироксенами. Эти разновидности лерцолитов по аналогии с дунитами и гарцбургитами рассматриваются нами как породы, возникшие вследствие воздействия интрузивных тел, рвущих первичные гипербазиты.

Все разновидности перидотитов обнаруживают признаки механического воздействия, выражающиеся в образовании как в оливинах, так и в пироксенах катакластических структур и двойников трансляции. Последние представлены простыми либо полисинтетическими разностями и ориентированы в плоскости первого пинакоида. Наиболее ярко трансляционное двойникование минералов проявляется в породах, слагающих приконтактные части массивов, также находящихся в пределах зон тектонических нарушений.

Обобщая результаты петрографических исследований альпийотинных гипербазитов Анадырско-Коряжской складчатой системы, отметим следующее.

1. Массивы гипербазитов района сложены преимущественно перидотитами, среди которых резко преобладают гарцбургиты; дуниты в количественном отношении подчинены перидотитам.

2. Все гипербазиты в той или иной степени серпентинизированы, а в мелких телах полностью превращены в серпентиниты.

3. Крупные тела гипербазитов имеют зональное строение, которое выражается в преимущественной приуроченности к нижним частям массивов дунитов, а к средним и верхним — перидотитов.

4. Состав породообразующих минералов, структурные особенности пород, особенности их пространственного расположения в пределах массивов и т. д. позволяют выделять два генетических типа гипербазитов: первичные и вторичные (метасоматические). Образование последних связывается нами с процессами метаморфизма первичных гипербазитов.

5. Гипербазиты во всех случаях несут следы интенсивного механического воздействия, что выражается в их дроблении и широко развитии в оливинах и пироксенах катакластических структур и двойников трансляции, количество которых значительно увеличивается в приконтактных частях массивов и в зонах разломов.

Все указанные особенности пород гипербазитовых массивов изученного района имеют важное значение для понимания их строения, генезиса и истории формирования.

Породообразующие минералы

Оливин

Оливин в породах, слагающих гипербазитовые массивы Анадырско-Коряжской системы, является основным компонентом, состав и морфология которого определяют тип пород, их структурно-текстурные особенности и химизм.

Как показали детальные петрографические исследования, состав оливина во всех разновидностях гипербазитов довольно близкий. Содержащие фаялитового компонента в минерале колеблется в относительно

Таблица 2

Оптические свойства и состав первичных оливинов

Массив	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$+2V$	Содерж. Га, %	Кол-во за- меров	Средн. со- держ. Га, %
--------	-------	-------	-------------	-------	------------------	---------------------	---------------------------

Дуплиты

Пекульнейский	1,687—	1,651—	0,035—	88—89	8—9	6	8
	—1,689	—1,653	—0,037				
Яранайский	1,687—	1,652—	0,035—	88—89	8—9	3	8
	—1,688	—1,653	—0,036				
Усть-Бельский	1,685—	1,651—	0,030—	87—89	7—9	6	8
	—1,689	—1,659	—0,036				
Тамватэйский г. Красная	1,685—	1,651—	0,034	87	8	2	8
	—1,680	—1,645—	—0,033—	87—88	5—8	4	7
г. 1064	—1,687	—1,656	—0,035				
	1,677—	1,645—	0,030—	86—87	4—6	4	5
Чирынайский	—1,683	—1,653	—0,032				
	1,675—	1,643—	0,030—	86—89	3—8	6	6
м. Валижген	—1,688	—1,658	—0,032				
	1,688—	1,654—	0,033—	88—89	8—9	2	8
	—1,690	—1,655	—0,034				

Гардбургиты

Усть-Бельский	1,683—	1,651—	0,031—	87—89	7—9	6	8
	—1,688	—1,654	—0,034				
Тамватэйский	1,683—	1,650—	0,031—	87—89	7—9	6	8
	—1,687	—1,654	—0,033				
г. Красная	1,683—	1,650—	0,033—	87—89	7—9	3	8
	—1,687	—1,654	—0,034				
Чирынайский	1,677—	1,647—	0,030—	86—87	4—8	7	6
	1,684—	1,652—	0,033				
Мало-Научирынайский	1,680—	1,649—	0,030—	87—89	5—8	4	6
	—1,689	—1,656	—0,033				
Бассейн р. Хатырки	1,682—	1,652—	0,030—	87—89	7—8	2	8
	—1,685	—1,653	—0,033				
м. Валижген	1,680—	1,650—	0,031—	87—88	5—8	5	7
	—1,688	—1,656	—0,034				
Куюльский	1,684—	1,652—	0,032—	87—89	7—9	5	8
	—1,688	—1,656	—0,034				

Лерцолиты

Усть-Бельский	1,680—	1,651—	0,030—	87—90	8—12	8	10
	—1,691	—1,660	—0,036				
Пекульнейский	1,689—	1,653—	0,035—	88—90	9—10	3	9
	—1,691	—1,655	—0,036				
Тамватэйский	1,683—	1,650—	0,032—	87—89	6—9	11	8
	—1,689	—1,653	—0,034				
Чирынайский	1,683—	1,651—	0,032—	87—90	7—13	8	12
	—1,698	—1,665	—0,034				
м. Валижген	1,684—	1,649—	0,035—	87—88	7—9	4	8
	—1,686	—1,650	—0,037				
Куюльский	1,683—	1,648—	0,034—	87—88	6—8	5	7
	—1,685	—1,650	—0,036				

Оптические свойства и состав вторичных оливинов

Массив	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	Со- держ. Fe, %	Ко- лич. замен ров	Сред. со- держ. Fe, %
Дуниты							
Яранайский г. 1064	1,693—	1,658—	0,030—	± 90	11—12	2	12
	1,695	1,663	0,037				
	1,691—	1,658—	0,030—	± 90	11—13	3	12
	1,697	1,663	0,035				
Гарцбургиты							
Бассейн р. Хатырки г. Красная	1,693	1,660	0,033	$\pm 90 \div -85$	12	3	12
	1,693—	1,660—	0,033—				
	1,702	1,667	0,035	12—15	6	13	
Верховья р. Лозовки	1,701—	1,667—	0,033—				—85
	1,703	1,670	0,034				
Лерцолиты							
Верховья р. Лозовки	1,693—	0,658—	0,034—	± 90	11—13	6	12
	1,695	1,660	0,035				
Верлиты							
Усть-Бельский	1,693—	1,662—	0,033—	$-87 \div \pm 90$	12—14	4	14
	1,704	1,669	0,038				
Пекульнейский	1,694—	1,658—	0,035—	$-87 \div \pm 90$	10—16	7	12
	1,698	1,660	0,037				

небольших пределах: от 3 до 13% в дунитах и гарцбургитах, от 8 до 16% в лерцолитах и верлитах (табл. 2, 3). По оптическим свойствам среди оливинов выделяются две разновидности: форстерит и хризолит.

Форстерит наиболее широко распространен в составе пород и составляет подавляющую их часть. Хризолит распространен гораздо меньше и присутствует в различных количествах совместно с форстеритом либо целиком представляет оливиновую часть пород, которые встречаются в зоне экзоконтакта тел габброидов, рвущих гипербазиты, или же в зонах тектонических нарушений и участках, подвергшихся интенсивным метасоматическим изменениям.

Таблица 4

Среднее содержание фаялитового компонента в оливинах по данным оптических исследований, %

Порода	Первичные оливины			Вторичные оливины		
	n	\bar{x}	σ	n	\bar{x}	σ
Дуниты	33	6,9	1,6	5	12,0	1,0
Гарцбургиты	38	6,5	1,2	10	12,8	1,0
Лерцолиты	39	8,5	2,3	6	11,3	1,1
Верлиты	—	—	—	11	13,7	1,3

Химический состав оливинов, вес. %

Окисел	57	15	25	134	254	165 ^д	193 ^а	13 ^а	308 ^а	309	326 ^б	353 ^б	575-2	128	147 ^а
SiO ₂	40,55	41,00	41,12	41,45	41,40	41,40	42,05	40,50	41,00	41,30	40,65	40,70	43,69	41,00	40,60
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,40	н.о.	0,10	0,05	0,03	0,03	0,02	сл.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	,,	0,25	0,22	,,	0,79	мл.	,,	0,22	0,17	0,22	0,22	0,17	н.о.	0,13	0,13
Fe ₂ O ₃	,,	н.о.	н.о.	2,46	н.о.	0,03	,,	0,81	1,21	0,49	н.о.	0,51	,,	н.о.	н.о.
FeO	8,91	8,08	8,15	6,01	9,54	11,38	6,60	7,36	6,10	4,35	7,81	7,17	7,32	9,06	9,47
MnO	0,14	0,07	0,06	0,15	0,19	0,22	0,04	0,10	0,10	0,06	0,09	0,11	0,07	0,09	0,12
MgO	46,41	48,80	48,80	48,58	46,20	40,18	49,63	49,55	50,23	52,25	50,65	49,72	45,60	48,89	48,02
CaO	0,54	0,06	н.о.	н.о.	0,72	4,36	н.о.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,70	0,06	0,06
Na ₂ O	н.о.	0,05	0,10	0,08	0,05	0,16	0,09	н.о.	0,04	н.о.	0,04	н.о.	0,04	н.о.	н.о.
K ₂ O	,,	0,08	0,10	н.о.	0,10	0,07	0,09	,,	0,02	,,	н.о.	,,	0,02	0,09	0,08
Cr ₂ O ₃	н.д.	0,10	0,10	н.д.	н.о.	н.о.	0,03	0,013	0,013	0,07	0,007	0,013	0,08	0,08	0,07
P ₂ O ₅	0,30	0,10	0,03	н.о.	0,08	,,	сл.	0,046	0,046	0,057	0,069	0,04	0,36	0,11	0,10
NiO	н.д.	0,36	0,27	н.д.	н.д.	н.д.	0,343	0,382	0,33	0,351	0,33	0,33	0,25	0,29	0,29
CoO	,,	0,02	0,02	,,	,,	,,	0,013	0,0159	0,0159	0,014	0,0159	0,0165	0,02	0,04	0,03
H ₂ O ⁻	н.о.	н.о.	0,12	,,	0,30	0,90	0,35	0,60	0,10	0,25	н.о.	0,30	0,08	н.о.	н.о.
П. п. л.	3,14	0,48	0,34	1,89	0,96	1,14	0,70	0,32	0,98	0,87	0,62	0,65	1,56	,,	0,52
Сумма	99,99	99,45	99,49	100,62	100,33	100,24	99,93	100,02	100,41	100,25	100,54	99,75	99,79	99,84	99,49

Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	1,024	1,008	1,011	1,010	1,021	1,048	1,026	1,000	1,000	1,000	0,992	1,000	1,077	1,004	1,007
Al	—	0,008	0,005	—	0,023	—	—	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	—	0,004	0,004
Fe ⁺³	—	—	—	0,040	—	—	—	0,014	0,024	0,008	—	0,009	—	—	—
Fe ⁺²	0,188	0,167	0,168	0,120	0,197	0,243	0,134	0,152	0,124	0,087	0,160	0,148	0,151	0,187	0,196

Mn	0,003	—	—	—	0,005	0,007	—	0,002	0,002	—	—	0,002	—	0,002	0,002
Mg	1,746	1,789	1,789	1,780	1,702	1,517	1,800	1,818	1,825	1,886	1,841	1,821	1,676	1,786	1,773
Ca	0,014	—	—	—	0,017	0,118	—	—	—	—	—	—	0,018	—	—
Ni	—	0,007	0,006	—	—	—	0,015	0,007	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,008	0,008

Соотношение атомов

$\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe+Mg}$	9,72	8,54	8,58	8,25	10,37	13,75	6,92	8,37	7,50	4,84	7,99	7,94	8,26	9,48	9,95
$\frac{Ca \cdot 100\%}{Ca+Mg}$	0,80	—	—	—	0,99	7,21	—	—	—	—	—	—	1,06	—	—

Продолжение табл. 5.

Окисел	22	168 ^a	20 ^a	326 ^a	104	113	110	242 ^a	264	557-2	821-2	621 ^a	621	169 ^a
SiO ₂	42,25	42,55	41,75	40,65	40,80	40,92	42,21	39,40	39,10	41,64	40,00	40,74	41,64	40,25
TiO ₂	0,12	н.о.	сл.	0,03	н.о.	н.о.	0,08	0,24	0,24	0,10	сл.	сл.	0,20	0,12
Al ₂ O ₃	н.о.	,,	0,33	0,17	0,18	0,26	0,32	сл.	0,42	0,40	н.о.	0,65	0,90	0,31
Fe ₂ O ₃	2,59	0,24	1,42	0,18	н.о.	н.о.	1,41	0,39	н.о.	н.о.	0,76	н.о.	0,35	0,23
FeO	5,73	6,71	6,84	7,33	9,21	9,72	6,68	12,24	13,40	10,12	7,70	9,03	6,86	8,81
MnO	0,15	0,058	0,12	0,098	0,11	0,10	0,12	0,15	0,22	0,17	0,08	0,10	0,10	0,19
MgO	48,57	49,47	47,78	50,73	48,80	48,11	48,58	42,19	40,54	40,70	48,00	45,50	43,90	47,43
CaO	н.о.	н.о.	сл.	сл.	0,06	0,06	н.о.	3,41	4,02	3,30	н.о.	0,27	0,95	1,33
Na ₂ O	0,08	0,09	н.о.	0,04	н.о.	н.о.	0,07	0,31	0,08	0,08	0,03	0,07	0,03	0,11
K ₂ O	0,10	0,02	,,	0,04	0,08	0,09	0,18	0,15	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05
Cr ₂ O ₃	н.д.	0,06	0,03	0,01	н.о.	0,08	0,09	н.о.	н.о.	0,39	0,07	0,194	0,205	н.о.
P ₂ O ₅	н.о.	сл.	0,074	0,05	0,09	0,10	н.д.	,,	0,06	0,41	0,18	0,40	0,11	0,08
NiO	н.д.	0,356	0,33	0,382	0,30	0,34	,,	н.д.	н.д.	0,13	0,38	0,25	0,20	н.д.
CoO	,,	0,014	0,0146	0,0165	0,02	0,03	,,	,,	,,	0,03	0,023	0,03	0,02	,,
H ₂ O ⁻	,,	0,30	0,20	0,05	0,04	0,08	н.о.	0,60	1,00	0,36	0,24	0,32	0,40	0,25

Окисел	22	168 ^a	20 ^a	326 ^a	104	113	110	242 ^a	264	557-2	821-2	621 ^a	621	169 ^a
П. п. п.	0,92	0,80	1,66	0,77	н.о.	н.о.	н.о.	1,25	1,35	2,75	2,82	3,06	4,57	1,35
Сумма	100,51	100,67	100,54	100,54	99,69	99,89	99,74	100,33	100,41	100,61	100,31	100,70	100,47	100,51

Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	1,026	1,027	1,025	0,992	1,004	1,005	1,030	1,009	1,009	1,056	1,009	1,030	1,051	0,998
Al	—	—	0,008	0,006	0,005	0,008	0,007	—	0,012	0,012	—	0,018	0,027	0,009
Fe ⁺³	0,046	0,004	0,026	0,003	—	—	0,030	0,007	—	—	0,012	—	0,009	0,004
Fe ⁺²	0,116	0,134	0,141	0,149	0,189	1,199	0,140	0,259	0,288	0,216	0,162	0,193	0,146	0,183
Mn	0,003	0,001	0,002	0,002	—	0,002	—	0,003	0,005	—	—	—	0,002	0,004
Mg	1,759	1,778	1,749	1,845	1,789	1,762	1,760	1,601	1,558	1,545	1,803	1,714	1,655	1,754
Ca	—	—	—	—	—	—	—	0,093	0,110	0,09	—	0,006	0,026	0,035
Ni	—	0,008	0,005	0,007	0,005	0,005	—	—	—	0,001	0,007	0,006	0,002	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0,006	0,002	—	—	0,005	0,002
Na	—	—	—	—	—	—	—	0,015	0,003	—	—	—	—	0,005
K	—	—	—	—	—	—	—	0,006	—	—	—	—	—	0,001
Cr	—	—	—	—	—	0,003	—	—	—	0,001	—	0,001	0,003	—

Соотношение атомов

$\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe+Mg}$	8,43	7,20	8,72	7,61	9,56	10,15	8,81	14,25	15,60	12,29	8,80	10,12	8,56	9,63
$\frac{Ca \cdot 100\%}{Ca+Mg}$	—	—	—	—	—	—	—	5,49	6,59	—	—	0,35	1,66	1,96

Примечание. Обр. 57, 15, 25, 134 — из дунитов Усть-Бельского массива (аналитики Е. Н. Жукова, П. А. Сердюкова). 254, 165^д — из дунитов хр. Пекульней (аналитик А. В. Сухаренко). 193^а — из дунита массива г. Красной (аналитик Э. С. Гулецкая). 13^а — из дунита Тамватнэйского массива (аналитик Э. С. Гулецкая). 308^а, 309 — из дунитов массива г. 1064 (аналитик Э. С. Гулецкая). 326^б, 353^б — из дунитов Чирынайского массива (аналитик Э. С. Гулецкая). 575-2) — из дунита Чирынайского массива (аналитик Л. С. Зоркина). 128, 147^а, 22 — оливины из гарцбургитов Усть-Бельского массива (аналитик Е. Н. Жукова, П. К. Кузнецова, П. А. Сердюкова). 1968^а — оливин из гарцбургита массива бассейна р. Хатырки (аналитик Э. С. Гулецкая). 20^а — оливин из гарцбургита Тамватнэйского массива. 326^а — оливин из гарцбургита Чирынайского массива (аналитик Э. С. Гулецкая). 104 — оливин из лерцолита Усть-Бельского массива (аналитик Е. Н. Жукова). 113, 110 — оливины из лерцолитов Усть-Бельского массива (аналитик Е. Н. Жукова). 242^а, 264 — оливины из лерцолитов Пекульнейского массива (аналитик А. В. Сухаренко). 557-2 — оливин из лерцолитов Чирынайского массива (аналитик Л. С. Зоркина). 821-2 — оливин из лерцолитов массива м. Валижген (аналитик Л. С. Зоркина). 621^а, 621 — оливины из лерцолитов Куюльского массива (аналитик Л. С. Зоркина). 169^а — оливин из верлита хр. Пекульней (аналитик А. В. Сухаренко). Здесь и далее: н. о. — элемент не обнаружен, н. д. — нет данных. F — железо.

Форстерит образует чаще всего зерна изометричной формы, приобретающие за счет тонких пересекающихся трещин, выполненных лизардитом, характерную петельчатую структуру. Железистость форстерита в большинстве пород, за исключением верлитов, мало отличается и обычно колеблется в пределах 6—8%, редко достигая в лерцолитах 10—12%.

Тем не менее, как показали статистические расчеты (табл. 4), железистость оливинов находится в определенной зависимости от состава пород. В первичных дунитах и гарцбургитах она варьирует в относительно узких пределах и в среднем составляет соответственно 6,9 и 6,5%. Железистость первичного оливина в лерцолитах более изменчива. В среднем она равна 8,5% и значимо отличается от железистости первичного оливина в дунитах и гарцбургитах при пороге вероятности 99%*.

Более полные представления о составе оливинов из гипербазитов дают результаты химических анализов (табл. 5), с помощью которых удалось изучить распределение в минерале не только главных, но и второстепенных компонентов. В целом проанализированные оливины имеют достаточно однородный состав главных компонентов. Такие элементы, как титан, кальций, хром, кобальт, фосфор и щелочи, содержатся в пробах в исчезающе малых количествах, как правило, не выходящих за пределы сотых долей процента. Более значительны содержания глинозема — от следов до 0,33%, в среднем 0,16%.

Хризолиты в отличие от форстеритов в большинстве своем образуют зерна неправильной формы и имеют явно выраженный наложенный характер. Они развиваются преимущественно по серпентинизированным участкам породы и содержат ее реликты и (или) реликты первичных оливинов и пироксенов. В других случаях хризолит образует мелкозернистые агрегаты роговикового типа или мелкие зерна в сочетании с крупными, имеющими неправильную пластинчатую форму (табл. V, VI). Показательным для описываемых оливинов является их свежесть. Они, как правило, очень слабо серпентинизированы. Серпентины в них представлены антигоритом, образующим лучистые или тонкопластинчатые агрегаты (табл. VIII).

Железистость новообразованных хризолитов 10—16%, в среднем 12%.

Таблица 6
Средний состав оливинов по данным химических анализов

Окисел	Первичные оливины (n=19)		Вторичные оливины (n=10)	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	41,18	0,45	41,98	1,14
TiO ₂	0,02	0,03	0,13	0,13
Al ₂ O ₃	0,16	0,09	0,35	0,26
Fe ₂ O ₃	0,43	0,43	0,10	0,10
FeO	7,37	1,15	9,76	1,97
MnO	0,10	0,09	0,14	0,14
MgO	49,22	1,07	43,87	2,60
CaO	0,02	0,02	2,17	1,56
Na ₂ O	0,04	0,03	0,10	0,08
K ₂ O	0,05	0,04	0,05	0,04
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,11	0,10
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01
NiO	0,28	0,05	0,19	0,09
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,20	0,17
П. и. н. (H ₂ O)	0,78	0,44	1,53	0,97
Сумма	98,58	—	100,32	—
F, мол. %	8,19	1,22	11,25	2,30
C, мол. %	—	—	2,50	—

Примечание. $F = \frac{\Sigma FeO \cdot 100\%}{\Sigma FeO + MgO}$;
 $C = \frac{CaO \cdot 100\%}{CaO + MgO}$

* Здесь и далее оценка значимости различий выборочных средних проводилась по формуле $t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{(\sigma_1)^2}{n_1} + \frac{(\sigma_2)^2}{n_2}}}$ (Плохинский, 1967), где \bar{X}_1 и \bar{X}_2 — средние значения,

σ_1 и σ_2 — стандартные отклонения, n_1 и n_2 — объемы выборок.

В отличие от форстеритов во всех разновидностях пород железистость хризолитов в среднем одна и та же (намечающиеся в табл. 4 различия носят недостоверный характер), что также косвенно может указывать на их метасоматический генезис. Однако более убедительным доказательством вторичного происхождения этих оливинов могут служить данные об их химическом составе, особенно сравнение среднего химического состава хризолитов и форстеритов (табл. 6). В хризолитах присутствуют в заметных количествах такие нехарактерные для оливинов элементы, как алюминий, кальций, щелочи, хром, фосфор и титан. Различия в содержаниях большинства окислов в составе хризолитов и форстеритов, кроме марганца, калия и кобальта, значимы с 95% порогом вероятности.

Одна из наиболее характерных особенностей вторичных оливинов — повышенное содержание кальция. Распределение СаО в хризолитах очень неравномерное, его количество колеблется от 0,27 до 4,36% и находится в целом в прямой зависимости от железистости минерала (табл. 7).

Таблица 7
Соотношение содержания кальция и железистости во вторичных оливинах

Компонент	№ обр.					
	165д	264	242а	357-2	254	57
СаО, вес. %	4,36	4,02	3,41	3,30	0,72	0,54
F, мол. %	13,75	15,60	14,25	12,29	10,37	9,72

По данным рентгеновского анализа и ИК-спектроскопии, хризолиты однородны по фазовому составу и не содержат вростков или механических примесей кальциевых минералов. Более того, рентгенометрическими исследованиями было установлено, что кальцийсодержащие хризолиты по параметрам элементарной ячейки отличаются от форстеритов (см. ниже). Приведенные данные позволяют считать, что кальций в этих разновидностях хризолитов входит в состав кристаллической решетки минерала. На этом основании описываемые оливины выделяются нами в самостоятельную субкальциевую группу, которая занимает крайнее положение в магнезиальном конце форстерит-фаялитового изоморфного ряда. Правомочность выделения такой группы оливинов была обоснована ранее (Велинский, Агафонов, 1971; Велинский и др., 1971) и хорошо согласуется с результатами исследований других авторов (Sahama, Hütönen, 1958; Ильвицкий, Колбанцев, 1968), а также с более поздними экспериментальными работами Т. Хэтфильда и С. Ричмонда (Hatfield, Richmond, 1970), которыми была изучена растворимость монтичеллитового компонента в чистом форстерите и установлен предел растворимости, составляющий около 9 вес. %.

Особенности химического состава первичных форстеритов и вторичных субкальциевых хризолитов, как упоминалось выше, находят свое отражение и в структуре минералов. В табл. 8 приведены данные рентгенометрического анализа форстеритов и хризолитов. Статистическая обработка этих данных показала, что у хризолитов по сравнению с форстеритами больше параметр *b* и объем элементарной ячейки (различия достоверны с вероятностью 99,9%). В изоморфном ряду форстерит — фаялит размеры элементарной ячейки возрастают по мере увеличения в структуре минерала количества более крупных атомов, замещающих относительно небольшие атомы магния (Брэгг, Кларингтон, 1967; Дир и др., 1965; Joder, Sahama, 1957). Изменения элементарной ячейки сопровождаются возрастанием всех трех параметров. В нашем случае увеличивается лишь параметр *b*. Корреляционный анализ рентгеноструктурных данных

Средние значения параметров элементарной ячейки первичных и вторичных оливинов

Параметр, А	Первичные оливины (форстерит), $n=18$	Вторичные оливины (хризолит), $n=9$
a	$4,780 \pm 0,006$	$4,782 \pm 0,001$
b	$10,219 \pm 0,014$	$10,235 \pm 0,004$
c	$5,995 \pm 0,006$	$5,998 \pm 0,002$
V	$292,640 \pm 0,755$	$293,544 \pm 0,365$
d_{130}	$2,770 \pm 0,005$	$2,774 \pm 0,006$
d_{062}	$1,481 \pm 0,002$	$1,483 \pm 0,001$
d_{004}	$1,499 \pm 0,002$	$1,499 \pm 0,001$
d_{340}	$1,352 \pm 0,002$	$1,353 \pm 0,001$
Ca, мол. %	$8,12 \pm 1,22$	$11,66 \pm 2,30$

Примечание. Параметры элементарной ячейки рассчитывались по рефлексам (004), (062) и (340).

с химическим составом показал, что величины b , d_{062} и V элементарной ячейки имеют значимые (при пороге вероятности 95%) отрицательные связи с MgO (для b $r_{\text{выч}} = -0,396$, для d_{062} $r_{\text{выч}} = -0,409$, для $V_{\text{эл.яч}}$ $r_{\text{выч}} = -0,383$ при $r_{05} = 0,381$). В свою очередь, MgO имеет сильную отрицательную связь с CaO ($r_{\text{выч}} = -0,906$ при $r_{01} = 0,487$) и с FeO ($r_{\text{выч}} = -0,768$). Подобный характер связей между величиной параметров ячейки хризолита и его составом свидетельствует, с одной стороны, о том, что атомы кальция входят в состав кристаллической решетки минерала, а с другой — о том, что кальций совместно с железом замещают в ней атомы магния. Это находится в полном согласии с выводами И. Куширо и Дж. Шейрера (1969), показавшими по изменению на порошкограмме положения рефлексов (021) и (112), что ион Ca входит в форстерит с образованием молекулы монтчеллита. Известно, что изменения внутреннего строения минералов сказываются на их внешней форме (Михеев, Шафрановский, 1949). Последняя, естественно, тесно связана с условиями образования минерала. Поэтому структурные особенности форстеритов и хризолитов отражают различия в генезисе этих двух разновидностей оливинов.

Анализируя по порошкограммам изменения интенсивности рефлекса 020 и ее отношение к интенсивности рефлексов 130, 131, 112, являющихся характерными пиками дебаграмм оливинов (Kuroda, Shimoda, 1967), мы обратили внимание (Велинский, Агафонов, 1971) на зависимость этих величин от содержания кальция (табл. 9). Намечается следующая тенденция: чем больше в минерале CaO, тем меньше интенсивность пика 020 и ее отношение к интенсивности пиков 130, 131 и 112, что хорошо согласуется с экспериментальными данными (Куширо и др., 1969). В этой связи интересно отметить следующий факт. При исследовании минеральных образований в кислых феррохромовых шлаках (Торопов, 1934) был обнаружен совместно с монтчеллитом кальцийсодержащий оливин, имеющий повышенную железистость (Воробьева, 1938). Такие оливины образовались в наиболее обогащенных кальцием и наиболее холодных участках подины. Поэтому, учитывая характер изменения в структуре субкальциевых природных хризолитов и данные по изучению феррохромовых шлаков, можно предполагать, что хризолиты с наиболее высоким содержанием кальция образовались в условиях более низких температур, чем

Данные рентгенометрического анализа оливинов из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов

Порода	№ обр.	Со- держ. Fe, мол. %	Со- держ. CaO, вес. %	Параметры элементарной ячейки, Å				Интен- сив- ность (020)	Отношения харак- терных типов		
				c	b	a	v		020/130	020/131	020/112
Дуниты	57	9,72	0,54	6,000	10,244	4,775	293,490	75	0,757	0,972	0,772
	15	8,54	—	5,988	10,207	4,778	292,029	—	0,680	0,708	0,739
	25	8,58	—	5,976	10,222	5,765	291,080	—	0,687	0,550	0,611
	134	8,25	—	5,988	10,216	4,776	292,162	—	0,421	0,400	0,400
	254	10,37	0,72	5,992	10,231	4,777	292,849	75	0,750	0,789	0,750
	165д	13,75	4,36	5,996	10,230	4,784	293,446	32	0,320	0,376	0,363
	193а	6,92	—	5,992	10,231	4,769	292,359	—	0,660	0,733	0,733
	13а	8,37	—	6,000	10,235	4,787	293,970	—	0,800	1,000	1,143
	308а	7,50	—	5,996	10,230	4,784	293,446	—	0,540	0,587	0,651
	309	4,84	—	5,992	10,204	4,783	292,445	—	0,535	0,460	0,561
	326б	7,99	—	6,000	10,235	4,782	293,663	—	0,741	0,630	0,887
	353б	7,94	—	6,000	10,235	4,777	293,356	—	0,521	0,500	0,694
575 2	8,26	0,70	5,996	10,238	4,782	293,552	30	0,333	0,320	0,344	
Гарцбургиты	128	9,48	—	5,988	10,205	4,773	291,668	—	0,772	0,871	0,610
	147а	9,95	—	5,988	10,205	4,778	291,974	—	0,839	0,753	0,730
	168а	7,20	—	5,996	10,201	4,786	292,736	—	0,759	0,700	0,863
	20а	8,72	—	5,996	10,230	4,784	293,446	—	0,720	0,766	0,857
	326а	7,61	—	6,000	10,218	4,785	293,359	—	0,699	0,460	0,722
Лерцолиты	104	9,56	—	5,984	10,201	4,774	291,419	—	0,934	0,850	1,024
	113	10,15	—	5,996	10,219	4,776	292,640	—	0,420	0,689	0,764
	110	8,81	—	5,992	10,204	4,782	292,381	—	0,370	0,430	0,420
	242а	14,25	3,41	5,996	10,229	4,778	293,049	50	0,500	0,500	0,581
	264	15,60	4,02	5,996	10,230	4,784	293,446	45	0,450	0,473	0,463
	557-2	12,29	3,30	6,004	10,234	4,786	294,076	55	0,679	0,550	0,764
	821-2	8,80	—	6,000	10,235	4,787	293,970	—	0,460	0,505	0,582
	621-а	10,12	0,27	6,004	10,234	4,787	294,137	50	0,520	0,531	0,776
	621	8,32	0,95	5,996	10,230	4,778	293,078	35	0,583	0,583	0,778

первичные магнезиальные форстериты. Относительную температуру образования хризолитов можно определить исходя из содержания в них CaO, используя коэффициент $C = \frac{CaO \cdot 100}{CaO + MgO}$ (мол. %) — он тем менее, чем выше температура образования минерала (Велинский, Агафонов, 1971). Это хорошо согласуется также с исследованиями Т. Хэтфильда и С. Ричмонда, установивших, что растворимость монтичеллитовой молекулы в форстерите уменьшается с повышением температуры (Hatfield, Richmond, 1970).

Вторичные оливины имеют еще один признак — хорошо выраженную спайность, которая обычно отсутствует в первичных форстеритах. Спайность развивается в плоскостях (100), (010) и (001). Наиболее совершенная спайность наблюдается по (010), хорошая — по (001) и ясная — по (100). Сечения с совершенной спайностью (табл. IX) имеют максимальное двупреломление с синими, зелеными и фиолетовыми цветами интерференции, что с учетом показателей преломления позволяет отличать эти оливины от пироксенов, обладающих такой же спайностью. Породы, содержащие оливины с совершенной спайностью, приурочены либо к зонам разломов (Усть-Бельский массив), либо к участкам, испытавшим интенсивное смятие (массивы хр. Пекульней). Относительно аналогичных оливинов из гипербазитовых массивов Японии (Kuroda, Shimoda, 1967; Курода, Мацухиса, 1970) было высказано предположение

о том, что развитие спайности в оливине связано со структурными особенностями его кристаллической решетки, которые выражаются в резком увеличении на дифрактограммах интенсивности рефлекса 020, слабо проявленного в оливинах без спайности. Рассмотрев взаимоотношения между оливинами со спайностью и обычными оливинами, а также учитывая получение при $T=1200-1600^\circ\text{C}$ и $P=40-70$ кбар синтетических оливинов с повышенной интенсивностью пика 020 (Курода, Мацухиса, 1970), эти исследователи пришли к выводу о мантийном происхождении первых и метаморфическом генезисе вторых.

Нами был произведен микроструктурный анализ обеих разновидностей оливинов из пород Усть-Бельского массива. Обнаружено следующее. В ориентировке индикатрисы оливинов без спайности имеется сильный максимум по оси c (Nm), расположение максимумов по осям b (Np) и a (Ng) поясное, что отражает ориентировку линейности в массиве. Оливины со спайностью имеют отчетливо выраженную ортогональную ориентировку осей индикатрисы, которая характеризуется четкими максимумами по каждой оси и проявляется при наличии плоскостного элемента. Им служит плоскость тектонических нарушений (Велинский, Пинус, 1969^{1,2}).

Кроме того, нами экспериментально было показано, что возникновение спайности в оливинах возможно при нагреве оливина без спайности. Образование спайности происходило в интервале $800-900^\circ\text{C}$ и связано с характером линейного расширения минерала (Велинский, Пинус, 1969^{1,2}).

Образование спайности в минералах тесно связано с особенностями их кристаллической структуры и обусловлено раскалыванием кристаллов по определенным плоским сеткам его структуры, обычно перпендикулярно направлению наиболее слабых связей (Костов, 1965). Экспериментально установлено, что в этих плоскостях, обладающих максимально плотной упаковкой ионов, наиболее легко совершается скольжение в кристаллах в условиях, когда достигается критическая величина скалывания (Елисеев, 1953). В оливинах плоскостью с наибольшей ретикулярной плотностью является плоскость ac элементарной ячейки, расположенная перпендикулярно оси b и соответствующая плоскости второго пинакоида. Однако из-за малых величин параметров элементарной ячейки и, следовательно, сильных связей между плоскими сетками структуры, а также из-за хрупкости минерала (в результате чего образуются шероховатые плоскости скалывания) спайность в оливине либо не образуется, либо проявляется очень слабо и носит несовершенный характер. Как показано выше, в субкальциевых хризолитах катион кальция входит в кристаллическую решетку минерала, при этом увеличивается параметр b элементарной ячейки. Последнее связано с тем, что ионный радиус кальция (1,04 Å) значительно больше ионного радиуса магния (0,74 Å). Это приводит к ослаблению связей в структуре кристаллической решетки минерала и, следовательно, облегчает, под воздействием внешних нагрузок, проявление деформаций скалывания и скольжения отдельных блоков внутри кристаллов.

Учитывая приуроченность пород, содержащих оливины с совершенной спайностью, к зонам тектонических нарушений, а также наши экспериментальные данные и данные японских ученых, мы пришли к выводу о том, что совершенная спайность в оливинах была сформирована в минерале под воздействием механических деформаций, уже после его образования. На этом основании совершенная спайность в оливинах рассматривается как псевдоспайность, представляющая собой параллелепипедальную микроотдельность (или квиваж). Она образуется при определенных $P-T$ -условиях, обусловленных тектоническими факторами.

Надо полагать, что образование «совершенной спайности» возможно и в магнезиальных оливинах, однако она будет развиваться предпочтительно в субкальциевых разновидностях в силу связанных с составом особенностей кристаллической решетки.

Высказанное положение о природе «совершенной спайности» в оливинах хорошо согласуется с последними экспериментальными исследованиями изменений в них, возникающих под воздействием ударной волны и стрессовых нагрузок (Müller, Horneman, 1969). Эти опыты показали, что в монокристаллах синтетического оливина и оливинах из нодулей вулканических пород при действии на них шоковой волны, создающей нагрузки от 50 до 430 кбар, появляется отдельность, параллельная (100), (010) и (001). Аналогичная система трещин возникает и в результате сдвигов в простых кристаллах оливина по (010) и (001) при односторонней нагрузке и $T=1200^{\circ}\text{C}$ (Charman, 1969). В своей последней работе Курода и Шимода (1969), рассматривая причины появления спайности в оливине с точки зрения особенностей предложенной ими ковалентно-ионной модели его структуры, также допускают возможность образования спайности в пинакоидальных плоскостях за счет скольжения отдельных блоков внутри минерала.

Заканчивая описание оливинов, отметим еще одну их разность. Она встречена в породах, имеющих ярко выраженную роговиковоподобную структуру и образующихся в зонах экзоконтактов, рвущих гипербазиты габброидов, и на контакте пироксенитовых жил. По химическому составу они близки к хризолитам, но отличаются от них большей магнезиальностью (табл. 5, обр. 575—2). Вместе с тем, по данным рентгенометрического анализа, у этих оливинов очень низка интенсивность рефлекса 020 и ее отношение к интенсивности пиков 139, 131 и 112 (табл. 9), что, вероятно, связано с условиями их образования и отражает особенности морфологии вновь сформированных кристаллов. С другой стороны, выше было показано, что подобные оливины могут возникнуть и за счет перекристаллизации серпентина только под воздействием одного нагрева серпентинитов. Таким образом, генезис роговиковоподобных агрегатов оливина имеет двойственный характер и связан либо с дегидратацией серпентина, либо с грануляцией крупных зерен оливина под действием термальных процессов. В обоих случаях возникают гипербазиты с неравномернозернистой такситовой текстурой порфиroidного облика, появление которой может указывать на наличие на этих участках массивов скрытых интрузий габбрового (или гранитоидного) состава.

В заключение коротко остановимся на геохимической характеристике

Таблица 10

Элементы-примеси в оливинах (19 анализов),
вес. %

Элемент	Частота встречаемости	Содержание		
		пределы	среднее	в ультраосновных породах по А. П. Виноградову (1962)
B	10	0,0015—0,0042	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Sc	5	0,0001—0,0005	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Ge	4	сл.—0,003	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Zr	6	сл.—0,003	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Pb	12	сл.—0,002	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Cu	19	0,0003—0,002	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	19	0,001—0,02	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	12	сл.—0,0003	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Mo	16	сл.—0,0001	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
V	18	0,0001—0,01	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Ag	9	сл.—0,02	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$

Примечание. Бор определялся количественным спектральным анализом, все остальные элементы — полуколичественным.

оливинов. Каких-либо закономерностей в распределении редких и малых элементов в различных генетических типах оливинов, а также в оливинах из разных типов пород установить не удалось. Общая же оценка состава элементов-примесей и характер их распределения в оливинах иллюстрируются табл. 10.

Количество большинства элементов-примесей в оливинах из гипербазитов Анадырско-Корякской системы близко или ниже кларка. Наряду с этим в них повышено содержание бора, цинка и особенно серебра. Последний факт пока не находит объяснения. Можно лишь отметить, что оливины с высоким содержанием серебра характерны для гипербазитовых массивов хр. Пекульней, Чирынайского и Куюльского.

На основании изложенного материала мы приходим к следующим выводам.

1. Оливины в породах гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы гетерогенны. По генезису среди них можно выделить три группы: а) первичные, связанные с образованием основной массы ультраосновных пород и представленные форстеритом, б) вторичные (метасоматические) субкальциевые хризолиты и в) регенерированные оливины.

2. Субкальциевые оливины образовались в результате метасоматических процессов, связанных с воздействием на серпентинизированные гипербазиты высокотемпературных гидротермальных или пневматолитовых флюидов, генерируемых интрузиями габброидов, повсеместно рвущих тела гипербазитов. Метасоматические явления сопровождались привнесением главным образом кальция и железа, незначительных количеств алюминия, титана, фосфора, щелочей и хрома и выносом магния и никеля. Пространственно породы с субкальциевыми оливинами приурочены к экзоконтактам интрузий габброидов, зонам тектонических нарушений, участкам, подвергшимся интенсивному кальциевому метасоматозу (хр. Пекульней), и участкам широкого развития метасоматических жил пироксенитов (г. Красная, Чирынайский, Куюльский массивы и др.).

3. Регенерированные оливины образуются за счет как первичных, так и метасоматических оливинов и связаны с термальным воздействием на гипербазиты интрузий габброидов.

4. Учитывая генетическую разнородность главного породообразующего минерала гипербазитов изученного района, природу последних также следует считать гетерогенной. Однако в подавляющем большинстве случаев породы, содержащие вторичные оливины, в составе гипербазитов имеют подчиненное значение.

Пироксены

Пироксены, как и оливины, являются главными породообразующими минералами альпинотипных гипербазитов, количеством и составом которых определяются петрографический тип перидотитов и их химический состав.

Содержание пироксенов в перидотитах варьирует от 5 до 40%, составляя в среднем около 20%. Наибольшее количество пироксенов содержится в лерцолитах, значительно меньше — в гарцбургитах и верлитах. Как второстепенные минералы (2—3%) пироксены иногда обнаруживаются в дунитах. Представлены пироксены ромбическими и моноклинными разновидностями, причем в лерцолитах преобладает ромбический пироксен, и лишь породы массивов хр. Пекульней содержат больше моноклинного пироксена. Закономерным также является всегда больший идиоморфизм ортопироксенов.

Ромбические пироксены

Ромбические пироксены входят в состав гарцбургитов и лерцолитов. Как было показано при петрографической характеристике пород, выделяется две разновидности этих пироксенов: первичные и вторичные.

Первичные ромбические пироксены имеют выдержанный состав и представлены энстатитом с содержанием ферросилитового компонента от 3 до 9% (табл. 11). Вместе с тем, как показывают результаты статистической обработки замеров показателей преломления минерала, железистость его возрастает от гарцбургитов ($Fs = 6,1 \pm 1,0$ мол. %) к лерцолитам ($Fs = 8,4 \pm 2,0$ мол.%) (количество замеров $n = 35$.) Различия в составе энстатита этих пород, несмотря на небольшую разницу средних, достоверны с порогом вероятности 99,9%.

Энстатиты легко подвергаются эпигенетическим изменениям, главным образом частичной или полной серпентинизации. В последнем случае зерна ортопироксена замещаются гомоосевыми псевдоморфозами бастита, чаще всего антигоритом.

Энстатиты часто имеют тонкопластинчатое строение. Оно обусловлено наличием в их зернах прямолинейных субмикроскопических выделений минерала, обладающего иными оптическими свойствами по сравнению с минералом-хозяйином: более высокими цветами интерференции, меньшим показателем преломления и косым погасанием. Обычно эти пластинчатые и линзовидные выделения располагаются по спайности ортопироксенов в плоскости, параллельной (100) (табл. X), реже образуют с ней угол

Таблица 11

Оптические свойства и состав первичных ромбических пироксенов (энстатитов) из перидотитов

Массив	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$+2V$	Со- держ. Fs, мол. %	Колич. замер- ов	Сред. со- держ. Fs, мол. %
Гарцбургиты							
Усть-Бельский . . .	1,671—1,674	1,660—1,663	0,009—0,011	73—75	5—8	6	7
Тамватнэйский . . .	1,671—1,677	1,662—1,668	0,009—0,010	73—78	7—9	6	8
Г. Красная	1,667—1,675	1,656—1,664	0,010—0,011	73—78	5—8	3	7
Чирынайский	1,668—1,672	1,658—1,662	0,009—0,010	69—74	5—7	6	6
Бассейн р. Ягель- ной	1,673—1,675	1,664—1,665	0,009—0,010	73—75	6—7	2	7
Бассейн р. Хатыр- ки	1,671—1,673	1,661—1,664	0,009—0,010	73—75	5—8	3	7
Мыс Валижген	1,668—1,675	1,659—1,666	0,009—0,010	69—78	3—8	5	6
Куюльский	1,674—1,676	1,664—1,666	0,009—0,010	74—76	7—8	3	8
Лерцолиты							
Усть-Бельский	1,672—1,676	1,663—1,666	0,009—0,010	73—75	7—9	4	8
Тамватнэйский	1,674—1,676	1,663—1,665	0,009—0,011	74—76	7—9	6	8
Чирынайский	1,672—1,676	1,668—1,669	0,009—0,010	73—75	6—8	3	7
Верховья р. Ло- зовки	1,676	1,666	0,010	75	8	1	8
Мыс Валижген	1,673—1,677	1,663—1,667	0,009—0,010	74—76	7—9	4	8
Куюльский	1,672—1,675	1,662—1,664	0,009—0,010	73—75	6—8	5	7

10—45°. Подобные структуры в кристаллах ортопироксенов в литературе принято связывать либо с трансляционным двойникованием, либо с распадом твердых растворов. В последнем случае предполагается, что в минерале-хозяине (ортопироксене) образуются пластинки моноклинного пироксена — диопсида (Дир и др., 1965).

Для выяснения природы тонкопластинчатой структуры ортопироксена нами на электронном микроанализаторе MS-46 было исследовано 30 зерен энстатита, обладающих пластинчатым строением. Съемка производилась в лучах кальция вкрест удлинения кристаллов. В подавляющем большинстве случаев неоднородность по содержанию кальция в пределах как одного, так и разных зерен энстатита не наблюдается. Лишь в четырех зернах обнаружены участки с повышенным содержанием кальция. Эти участки, имеющие линзообразную форму, были подвергнуты полному рентгеноспектральному анализу. Приводим данные анализа:

SiO ₂	53,50	MgO	21,60
TiO ₂	0,13	CaO	12,60
Al ₂ O ₃	4,37	Cr ₂ O ₃	0,79
ΣFeO	8,89	H ₂ O	2,14*
MnO	0,10	Сумма	99,11

Кристаллохимическая формула: $(Mg_{4,504}Ca_{1,891}Mn_{0,008}Fe_{0,454}Al_{0,210}Cr_{0,084})_{7,151}(Si_{7,479}Ti_{0,008}Al_{0,513})_8O_{22}(OH)_2$.

Кроме того, на микроанализаторе была сделана микрофотография одного участка, на которой показано распределение кальция и алюми-

Таблица 12

Оптические свойства и состав вторичных ромбических пироксенов (бронзитов) из перidotитов

Массив	<i>N_g</i>	<i>N_p</i>	<i>N_g—N_p</i>	2 <i>V</i>	Содерж. Fe, мол. %	Кол-ч. замеров	Сред. содерж. Fe, мол. %
--------	----------------------	----------------------	------------------------------------	------------	--------------------	----------------	--------------------------

Гардбургиты

Тамватнойский	1,680—1,681	1,670—1,671	0,010	+88	12	2	12
Г. Красная . .	1,677—1,684	1,666—1,672	0,010—0,011	+78÷+88	10—14	6	12
Бассейн р. Ягельной	1,677—1,679	1,668—1,669	0,009—0,010	+83÷+85	10—11	2	11
Верховья р. Лозовки . .	1,682—1,684	1,672—1,674	0,010	+86÷—82	13—17	2	15
Куюльский . .	1,679—1,680	1,669—1,670	0,010	+85÷+86	11—12	2	11

Лерцолиты

Усть-Бельский	1,680—1,682	1,670—1,672	0,009—0,010	+88	12	2	12
Пекульнейский	1,678—1,680	1,669—1,670	0,009—0,010	+86÷+88	10—12	2	11
Тамватнойский	1,678—1,680	1,668—1,670	0,009—0,011	+84÷+88	11—13	5	12
Чирынайский	1,679—1,680	1,668—1,670	0,009—0,010	+84÷+88	11—12	3	12

* Содержание H₂O получено расчетным путем, исходя из теоретической формулы амфибола.

Химический состав ромбических пироксенов, вес. %

Окисел	128j	104 ^a	22	197 ^a	168 ^a	20 ^a	183 ^a	326 ^a
SiO ₂	53,96	54,75	55,45	54,75	56,85	52,00	51,10	56,70
TiO ₂	н.о.	0,12	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,06	н.о.
Al ₂ O ₃	1,95	2,66	1,03	1,74	1,74	2,16	2,13	0,88
Fe ₂ O ₃	0,07	1,81	2,22	н.о.	0,16	0,33	2,00	0,26
FeO	6,22	4,89	4,20	9,99	4,54	5,32	3,66	4,71
MnO	0,14	0,15	0,15	0,18	0,06	0,17	0,38	0,10
MgO	34,95	33,94	34,02	30,40	33,89	34,52	33,52	34,90
CaO	0,72	0,78	0,24	0,91	0,69	1,40	2,22	0,82
Na ₂ O	0,05	0,01	0,08	0,09	0,09	0,08	н.о.	н.о.
K ₂ O	0,08	н.о.	0,02	0,03	0,06	н.о.	0,03	0,10
Cr ₂ O ₃	0,44	н.д.	н.д.	0,50	0,50	0,55	0,58	0,36
NiO	0,08	„	„	0,03	0,15	0,13	0,13	0,08
CoO	0,05	„	„	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09
P ₂ O ₅	0,14	н.о.	0,11	сл.	сл.	0,06	0,05	0,04
H ₂ O —	0,04	н.д.	н.д.	0,20	0,35	0,60	0,90	0,30
П. п. п.	1,63	1,35	2,90	1,40	1,60	3,10	2,80	1,13
Сумма	99,91	100,47	100,42	100,22	100,68	100,53	99,57	100,30

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Si	1,912)	1,912)	1,958)	1,954)	1,972)	1,874)	1,860)	1,968)
Al ^{IV}	0,088	0,088	0,042	0,046	0,028	0,096	0,092	0,032
Cr ^{IV}	—	—	—	—	—	0,012	0,018	—
(Fe ⁺³) ^{IV}	—	—	—	—	—	0,008	0,030	—
Al ^{VI}	—	0,022)	—	0,026)	0,046)	—	—	0,006)
(Fe ⁺³) ^{VI}	—	0,046	0,058	—	0,004	—	0,026	0,008
Fe ⁺²	0,184	0,142	0,124	0,300	0,132	0,160	0,112	0,136
Mn	0,004	0,006	0,006	0,006	—	0,008	0,016	0,002
Mg	1,814	1,766	1,792	1,618	1,752	1,852	1,818	1,806
Ca	0,024	0,030	0,008	0,034	0,014	0,054	0,084	0,028
Cr ^{VI}	0,012)	—	—	0,016)	0,018)	—	—	0,012)

Соотношение атомов

$\frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg} \cdot 100\%$	9,17	9,66	9,25	15,56	7,17	7,56	8,45	7,38
$\frac{Ca \cdot 100\%}{Ca + Mg}$	1,31	1,67	0,44	2,06	0,79	2,83	4,42	1,53

Оксид	104	113	110	27	12 ^a	621 ^a	621	557-2	821-2
SiO ₂	54,20	53,76	54,40	53,00	52,50	50,16	50,52	54,20	52,88
TiO ₂	н.о.	н.о.	0,10	0,10	0,06	0,10	0,10	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	2,79	3,86	2,80	3,48	4,36	3,60	3,30	0,67	2,16
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	1,27	1,85	0,68	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	6,46	6,65	4,53	3,95	5,43	6,71	6,33	7,50	6,20
MnO	0,11	0,14	0,24	0,15	0,13	0,13	0,10	0,19	0,13
MgO	33,89	32,62	34,36	32,08	32,68	32,60	32,80	31,30	35,10
CaO	0,18	0,71	0,61	1,99	1,69	2,13	0,83	4,37	0,35
Na ₂ O	н.о.	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,04	0,08	0,03
K ₂ O	0,07	0,10	н.о.	н.о.	н.о.	0,02	0,03	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,55	0,44	0,35	0,74	0,59	0,85	0,83	0,22	0,55
NiO	0,04	0,08	н.д.	0,10	0,11	0,01	0,08	0,01	0,04
CoO	0,02	0,02	,,	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,11	0,14	,,	0,07	0,03	0,25	0,52	0,11	0,36
H ₂ O—	0,08	0,12	,,	0,50	0,40	0,20	0,32	0,08	0,32
П. П. П.	1,48	1,10	1,36	1,94	1,46	3,65	3,33	1,80	2,35
Сумма	99,98	99,79	100,07	100,01	100,66	100,49	100,45	100,68	100,50

Количество понов в пересчете на 6(0)

Si	1,912	1,894	1,904	1,888	1,858	1,829	1,860	1,940	1,888
AlV	0,088	0,106	0,096	0,112	0,142	0,154	0,140	0,030	0,094
CrIV	—	—	—	—	—	0,017	—	0,004	0,013
AlVI	0,026	0,056	0,018	0,034	0,040	—	0,002	—	—
Fe+3	—	—	0,034	0,046	0,016	—	—	—	—
Fe+2	0,190	0,194	0,132	0,118	0,162	0,204	0,195	0,222	0,184
Mn	0,002	0,004	0,006	0,006	0,004	0,002	0,002	0,006	0,002
Mg	1,782	1,716	1,790	1,702	1,724	1,774	1,809	1,650	1,869
Ca	0,008	0,026	0,024	0,078	0,064	0,081	0,031	0,168	0,013
CrVI	0,016	0,012	0,012	0,022	0,016	0,009	0,022	—	—

Соотношение атомов

$\frac{(\text{Fe}+2+\text{Fe}+3) \cdot 100\%}{\text{Fe}+2+\text{Fe}+3+\text{Mg}}$	9,67	9,54	8,48	10,98	9,93	10,31	9,73	11,82	8,96
$\frac{\text{Ca} \cdot 100\%}{\text{Ca}+\text{Mg}}$	0,45	1,49	1,32	4,38	3,59	4,37	1,68	9,24	0,67

Примечание. Обр. 128, 104^a, 22 — энстатит из гарцбургитов Усть-Бельского массива (аналитики Е. Н. Жукова, П. А. Сердюкова). 197^a — бронзит из гарцбургита массива г. Красной. 168^a — энстатит из гарцбургита массива бассейна р. Хатырки 20^a — энстатит из гарцбургита Тамватнэйского массива. 183^a — энстатит из гарцбургита массива р. Ягельной. 326^a — энстатит из гарцбургита Чирынайского массива. 197^a—326^a — аналитик Э. С. Гулецкая. 104, 113, 110 — энстатиты из лерцолитов Усть-Бельского массива (аналитики Е. Н. Жукова, И. К. Кузнецова). 27, 12 — энстатит из лерцолитов Тамватнэйского массива (аналитик Э. С. Гулецкая). 621^a, 621 — энстатит из лерцолитов Куюльского массива. 557-2 — бронзит из лерцолита Чирынайского массива. 821-2 — энстатит из лерцолита массива м. Валингген (аналитик Л. С. Зоркина).

ния в энстатите и пластинчатом выделении (белое поле и белые точки) (табл. XI).

Приведенные данные показывают, что пластинчатые выделения в ортопироксене сложены минералом из группы амфибола, который по своему химическому составу отвечает тремолиту. Таким образом, в нашем случае полосчатое строение ортопироксенов обусловлено не распадом твердых растворов, а явлениями двойникования и трансляционного скольжения в кристаллах и образованием амфибола по этим ослабленным зонам и трещинкам спайности.

Вторичные ромбические пироксены представлены бронзитом (табл. 12). Они обычно встречаются в породах, подвергшихся интенсивному изменению, и, как правило, в контактовых зонах гнейсов с рвущими их интрузиями габброидов или в зонах тектонических нарушений. Содержание ферросилитовой молекулы в них, по оптическим данным, колеблется от 10 до 17 мол.%, в среднем 11,5 мол.% (табл. 12). Данные оптических исследований хорошо согласуются с результатами химических анализов (табл. 13). Состав бронзитов в противоположность энстатиту остается неизменным в различных типах перидотитов, как в гарцбургитах ($Fs = 11,3 \pm 1,7$ мол.%), так и в лерцолитах ($Fs = 11,6 \pm 0,5$ мол.%) (количество замеров $n = 11$). Бронзит обычно образует ксеноморфные зерна, иногда сложной конфигурации, чем они хорошо отличаются от призматических индивидуумов энстатита. Зерна бронзита чаще всего располагаются между зернами оливина или замещают оливин и энстатит. В этом случае новообразования бронзита имеют характер пойкилобласт, содержащих реликтовые включения серпентинизированного оливина или агрегатов оливиновых зерен (табл. XII). В отличие от энстатита, почти всегда в той или иной мере замещенного серпентином, зерна бронзита обычно свежие. Они очень редко имеют пластинчатое строение, хотя бронзиты, как и энстатиты, несут следы динамометаморфизма — нарушение оптической ориентировки минерала (неравномерное угасание), наличие в них двойников трансляции, изгиб кристаллов и их дробление.

Выявленные по оптическим свойствам отличия в составе энстатитов и бронзитов хорошо подтверждаются данными химических анализов (табл. 13, 14). В то же время из таблиц видно, что бронзиты значительно обогащены глиноземом и известью. Последнее находит свое отражение в значении отношения $CaO/CaO + MgO$, по которому бронзиты значительно отличаются от энстатитов. С другой стороны, анализируя характер изменения химического состава ромбических пироксенов по типам пород, мы установили, что в лерцолитах они, как правило, заметно обогащены глиноземом (табл. 15) и содержат меньше кремнезема.

Отмеченные различия в химизме минералов сказываются и в их структуре. Из приведенных в табл. 13 кристаллохимических формул видно, что среди ортопироксенов имеются различия, у которых часть алюминия находится в шестерной координации. Количество алюминия в этой координации, как следует из расчета формул, определяется содержанием в минералах кремнезема и суммарного глинозема, находящихся между собой, по данным статистического анализа, в обратных корреляционных отношениях ($r_{выч} = -0,545$, $r_{0,5} = 0,514$). Эти данные хорошо согласуются с результатами других исследователей (Добрецов и др., 1971), показавших подобный характер связей между SiO_2 и Al_2O_3 в ромбических пироксенах на большом числе анализов. Отсюда следует, что при малых колебаниях в составе ортопироксенов содержания кремнезема наличие в решетке минерала Al^{VI} указывает на пересыщенность его глиноземом. Как видно из табл. 13, большинство изученных ромбических пироксенов

Таблица 14

Средний химический состав энстатитов и бронзитов, вес. %

Окисел	Энстатит (n=13)		Бронзит (n=4)	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	53,64	1,66	52,71	1,75
TiO ₂	0,04	0,06	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	2,30	0,64	2,77	1,08
Fe ₂ O ₃	0,71	0,75	0,50	0,50
FeO	5,15	0,95	6,55	1,46
MnO	0,17	0,08	0,16	0,02
MgO	34,02	0,68	32,01	0,82
CaO	0,89	0,43	1,23	0,96
Na ₂ O	0,05	0,03	0,07	0,01
K ₂ O	0,05	0,03	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,55	0,13	0,56	0,16
NiO	0,08	0,04	0,05	0,03
CoO	0,03	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,09	0,08
П. п. п.	2,42	0,98	2,37	0,56
Сумма	100,23	—	99,15	—
$\frac{\Sigma \text{FeO} \cdot 100\%}{\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}}$	8,94	0,84	11,73	1,60
$\frac{\text{CaO} \cdot 100\%}{\text{CaO} + \text{MgO}}$	1,70	0,78	4,07	1,80

Таблица 15

Средний химический состав ортопироксенов из гарцбургитов и лерцолитов, вес. %

Окисел	Гарцбургиты (n=8)		Лерцолиты (n=9)	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	54,45	1,41	52,85	1,50
TiO ₂	0,04	0,04	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	1,79	0,53	3,00	1,07
Fe ₂ O ₃	0,86	0,85	0,42	0,50
FeO	5,53	1,70	5,95	0,99
MnO	0,17	0,14	0,15	0,08
MgO	33,69	1,21	33,05	1,50
CaO	0,97	0,52	1,43	0,57
Na ₂ O	0,05	0,05	0,04	0,04
K ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,37	0,17	0,57	0,19
NiO	0,07	0,07	0,05	0,05
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,18	0,12
П.п.п.	2,29	—	2,29	—
Сумма	100,39	—	100,07	—
$\frac{\Sigma \text{FeO} \cdot 100\%}{\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}}$	9,28	1,98	9,94	0,02
$\frac{\text{CaO} \cdot 100\%}{\text{CaO} + \text{MgO}}$	1,88	1,22	3,02	2,68

из лерцолитов и часть из гарцбургитов относятся к числу пересыщенных Al₂O₃, несмотря на относительно небольшие валовые содержания его в минерале. Вхождение алюминия в решетку ортопироксенов и место его в структуре выявляются при анализе рентгенометрических данных (табл. 16).

Многие проанализированные ортопироксены по величине параметров элементарной ячейки хорошо укладываются в ряд энстатит — ортоферросилит (табл. 16). Однако у отдельных образцов значение параметров значительно варьирует. Статистическая обработка данных показывает, что установленный сильный разброс величин параметров обусловлен вхождением в решетку ортопироксенов Al^{VI}. Наличие в решетке алюминия в октаэдрической координации приводит к заметному (значимому с порогом вероятности 95%) снижению величин *a*, *b* и *V*_{эл.яч.} Величина *c* остается неизменной. Этот эффект, как отмечается в работах Х. Хесса (Hess, 1952), Р. Хаун (1967), Ф. Бойда и Дж. Ингланда (1968), Б. Скенера, Ф. Бойда (1968), связан с парным замещением в кристаллической решетке минералов атомов Mg—Si на Al—Al. При этом ионы алюминия входят в катионную ее часть и вызывают изменения величин параметров элементарной ячейки.

Изучая влияние элементов группы R₂O₃ на структуру решетки ромбических пироксенов в породах магматического генезиса (габбро, базальты), Х. Хесс (Hess, 1952) показал, что вхождение в решетку этих минера-

Параметры элементарной ячейки ромбических пироксенов

№ обр.	Рефлексы (hkl)			Параметры элементарной ячейки, Å			
	(12,00)	(060)	(104)	a	b	c	$V_{эл.яч}$
Гарцбургиты							
128	1,523	1,473	1,295	18,276	8,838	5,193	838,79
104a*	1,521	1,469	1,298	18,252	8,814	5,205	837,34
197a*	1,521	1,473	1,296	18,252	8,838	5,197	838,33
168a*	1,524	1,471	1,297	18,288	8,826	5,201	839,49
20a	1,522	1,471	1,297	18,264	8,826	5,201	838,39
183a	1,523	1,472	1,298	18,276	8,832	5,209	840,80
326*	1,522	1,472	1,299	18,264	8,832	5,209	840,25
\bar{X}	—	—	—	18,267	8,830	5,197	838,78
σ	—	—	—	0,011	0,006	0,004	0,70
Лерцолиты							
104*	1,521	1,466	1,293	18,252	8,796	5,185	832,42
113*	1,521	1,466	1,299	18,252	8,796	5,209	836,28
27*	1,524	1,469	1,297	18,288	8,814	5,205	840,00
12a*	1,523	1,471	1,299	18,276	8,826	5,209	840,23
621a	1,525	1,471	1,298	18,300	8,826	5,205	840,69
621*	1,523	1,469	1,298	18,276	8,814	5,209	839,09
557—2	1,524	1,476	1,298	18,288	8,856	5,205	842,99
821—2	1,525	1,470	1,298	18,300	8,820	5,205	840,12
\bar{X}	—	—	—	18,278	18,821	5,203	838,75
σ	—	—	—	0,012	0,010	0,007	2,49
Энстатит (Дир п.др., 1965)	—	—	—	18,288	8,805	5,185	832,182
Ортоферросилит (Дир п.др., 1965)	—	—	—	18,433	9,060	5,258	878,102
Пироксены, содержащие AlVI							
\bar{X}	—	—	—	18,269	8,818	5,205	836,56
σ	—	—	—	0,012	0,015	0,008	2,46
Пироксены, не содержа- щие AlVI							
\bar{X}	—	—	—	18,286	8,836	5,203	840,65
σ	—	—	—	0,009	0,007	0,005	0,77

Примечания. 1. Звездочкой отмечены анализы пироксенов, содержащих AlVI. 2. При расчете параметров элементарной ячейки приняты рефлексы (12,00), (060), (104) (Ковалев и др., 1959).

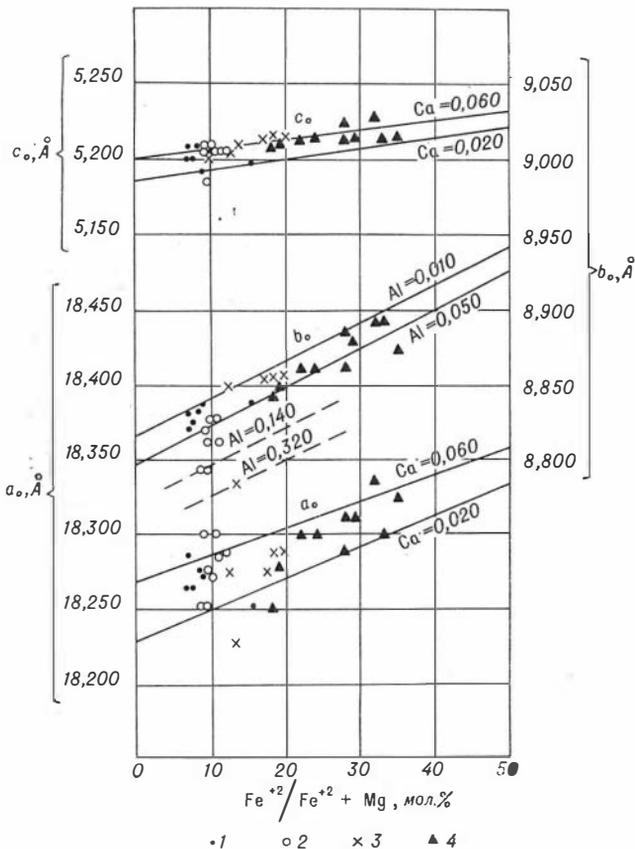


Рис. 17. Зависимость параметров элементарной ячейки ортопироксенов от состава в гарцбургитах (1), лерцолитах (2), пироксенитах (3) и габбро-норитах (4). Кривые зависимости параметров a , b и c от содержания кальция и алюминия приведены по данным У. А. Дира и др. (1965) (сплошные линии) и по нашим данным (штриховая линия).

лов глинозема резко уменьшает параметр b , очень незначительно — параметр a и не влияет на параметр c . С другой стороны, в ромбических пироксенах из метаморфических пород увеличение содержания Al_2O_3 (особенно в шестерной координации, когда он замещает Fe^{2+} и Mg) приводит к заметному уменьшению параметра a , в меньшей степени уменьшаются параметры b и V , параметр c опять-таки почти не изменяется.

Сравнив полученные нами данные рентгенометрического анализа ортопироксенов из перидотитов с результатами работ упомянутых выше исследователей, можно легко установить следующее. При вхождении в решетку ортопироксена алюминия в шестерной координации элементарная ячейка приобретает размеры, характерные для элементарной ячейки ортопироксенов метаморфического генезиса. На этом основании мы предполагаем, что ромбические пироксены с избытком глинозема, выражающимся в появлении в их структуре Al^{VI} , имеют вторичный (метасоматический) генезис. Косвенно на это могут указывать также значительные колебания в составе минералов содержания Al_2O_3 и величины стандартных отклонений параметров a , b и V в ортопироксенах, содержащих алюминий в шестерной координации.

Зависимость параметров элементарной ячейки ортопироксенов от количества алюминия показана на рис. 17.

Таблица 17

Элементы примеси в ортопироксенах гарцбургитов и лерцолитов по данным полуколичественного спектрального анализа ($n=12$)

Элемент	Частота встречаемости	Содержание, вес. %		
		пределы	среднее	в ультраосновных породах (Виноградов, 1962)
B	5	0,0002—0,0007	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Sc	12	0,0005—0,003	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Ga	2	0,0001—0,0002	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Zr	9	0,0001—0,0003	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Pb	4	0,0005—0,001	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Cu	12	0,0003—0,01	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	8	0,003—0,007	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	4	0,0001—0,001	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
V	12	0,003—0,02	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Ag	2	0,0001—0,001	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$

В заключение кратко остановимся на характеристике элементов-примесей. Распределение их показано в табл. 17. Большинство обнаруженных элементов-примесей содержится в ортопироксенах в кларковых или близких к ним количествах. Только содержание скандия во всех проанализированных пробах оказалось почти на порядок выше среднего содержания в ультраосновных породах. В некоторых пробах повышено количество германия, свинца, олова и серебра.

Моноклинные пироксены

Моноклинные пироксены входят в состав лерцолитов и верлитов и

как второстепенные компоненты иногда встречаются в дунитах и гарцбургитах. Количество моноклинных пироксенов, как указано выше, колеблется в широких пределах. Если в верлитах они составляют основную часть пироксеновой части породы, то в лерцолитах они, как правило, резко подчинены ромбическим пироксенам. В дунитах и гарцбургитах количество клинопироксенов не превышает 1—1,5%, встречаются они довольно редко и обычно на контакте гипербазитов с габброидными интрузиями.

Для моноклинных пироксенов характерен резкий ксеноморфизм кристаллов по отношению к другим породообразующим минералам. Особенно ярко он проявляется в некоторых лерцолитах, где клинопироксены наряду с призматическими кристаллами образуют зерна неправильной формы, часто с «заливами» и отростками, облекающими зерна оливинов и ортопироксенов. Нередко крупные неправильные зерна клинопироксенов имеют структуру, напоминающую пойкилитовую. При этом они содержат включения оливинов, ромбических пироксенов, акцессорных хромшпинелидов и целые участки серпентинизированных пород. Вторичный, наложенный характер их в этих случаях не вызывает сомнения. Наиболее резко ксеноморфны клинопироксены в верлитах, где их более позднее образование нередко обуславливает порфироподобные структуры. Форма клинопироксенов в этих породах «лапчатая», их количество в образце неравномерное, из-за чего верлиты часто имеют такситовое строение. Описанные породы встречены только вблизи контактов гипербазитов с рвущими их интрузиями габбро.

Другой характерной чертой моноклинных пироксенов является их свежесть. Если имеются вторичные продукты изменения, они представлены небольшим количеством хлорита или амфибола (обыкновенной роговой обманки). Ни в одном из изученных нами массивов мы не наблюдали развития по вторичным моноклинным пироксенам минералов группы серпентина.

Судя по оптическим свойствам (табл. 18) и химическому составу (табл. 19), клинопироксены в лерцолитах и верлитах представлены маг-

Оптические свойства и состав моноклинных пироксенов

Массив	N_g	N_p	$N_g - N_p$	+2V	Содерж. Hd, мол. %	Кол-во замеров	Сред. со-держ. Hd, мол. %
Лерцолиты							
Усть-Бельский	1,696—1,703	1,670—1,673	0,026—0,028	58—60	2—10	5	6
Пекульнейский	1,695—1,698	1,667—1,671	0,026—0,028	60	1—4	2	3
Тамватнэйский	1,695—1,705	1,668—1,680	0,025—0,028	56—60	1—12	7	7
Чирьнайский . . .	1,695—1,700	1,668—1,670	0,025—0,029	55—57	1—5	7	3
Верховье р. Лозовки	1,695—1,697	1,667—1,669	0,026—0,028	55—57	2	2	2
Куюльский	1,696—1,704	1,670—1,675	0,025—0,029	56—60	1—11	5	6
Средние значения		—	—	—	—	28	$3,5 \pm 3,0$
Верлиты							
Усть-Бельский	1,701—1,703	1,673—1,678	0,025—0,030	56—58	6—10	4	8
Пекульнейский	1,696—1,704	1,670—1,678	0,025—0,030	56—60	2—11	7	7
Средние значения		—	—	—	—	11	$7,1 \pm 1,5$

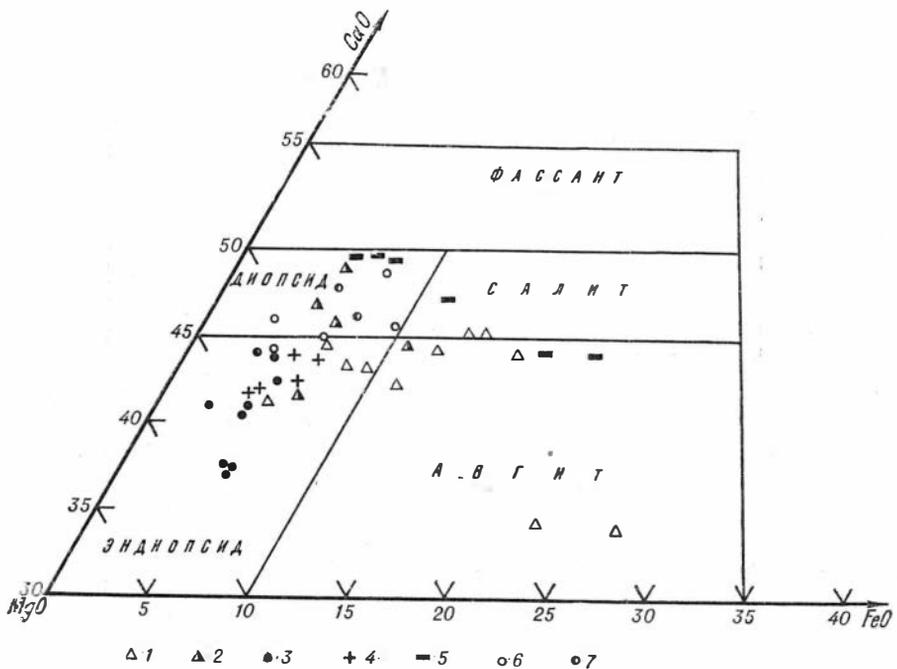


Рис. 18. Состав моноклинных пироксенов в системе MgO — FeO — CaO (1 — из габбро, 2 — из габбро-поритов, 3 — из лерцолитов, 4 — из верлитов, 5 — из гранат-содержащих пород, 6 — из диопсидитов, 7 — из вебстеритов).

независимыми членами диопсид-геденбергитового ряда. На диаграмме Полдерваарта — Хесас они ложатся в поле эндиопсидов с содержанием магниевого компонента 49—58% (рис. 18). Вместе с тем клинопироксены из этих двух групп пород по своему составу отличны, что хорошо видно

Химический состав моноклинных пироксенов, вес. %

Окисел	104	113	110	27	12а	621	621а	557-2	821-2	242—а	264	169а	267	327
SiO ₂	50,88	51,56	50,36	49,20	49,70	48,96	48,90	53,40	51,68	50,60	51,05	50,40	50,06	52,25
TiO ₂	н.о.	0,08	0,07	0,10	0,10	сл.	0,20	сл.	сл.	0,20	1,25	0,02	0,10	0,03
Al ₂ O ₃	2,90	4,51	2,37	4,14	5,08	4,50	4,00	0,67	2,16	3,28	1,22	1,36	2,58	1,66
Fe ₂ O ₃	0,67	0,62	1,52	3,52	2,61	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,00	0,68	0,06	1,28	1,35
FeO	2,33	2,53	1,05	0,20	0,72	3,41	3,30	3,00	2,27	3,30	3,12	2,75	2,00	3,05
MnO	0,10	0,08	0,13	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07	0,08	0,15	0,15	н.о.	0,10	0,13
MgO	19,64	17,82	20,32	20,66	19,15	20,30	20,60	19,00	19,00	18,52	18,17	20,67	19,61	17,64
CaO	20,10	20,10	20,36	18,34	19,51	17,98	18,69	22,37	22,00	20,85	22,32	22,08	20,84	22,08
Na ₂ O	0,41	0,81	0,48	0,18	0,43	0,22	0,24	0,26	0,18	0,27	0,39	0,31	0,48	0,17
K ₂ O	0,08	0,10	0,05	0,10	н.о.	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	0,75	0,77	0,63	1,08	1,01	1,15	1,14	0,37	0,73	н.о.	н.о.	н.о.	0,76	0,22
NiO	0,04	0,05	н.д.	0,08	0,09	0,01	0,04	0,02	0,03	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0,08
CoO	0,01	0,02	„	сл.	сл.	0,02	0,01	0,01	0,02	„	„	„	„	0,05
P ₂ O ₅	0,11	0,11	„	0,11	0,07	0,31	0,15	0,47	0,06	н.о.	0,03	н.о.	„	0,05
H ₂ O ⁻	0,16	0,04	н.о.	0,11	0,50	0,28	0,32	0,16	0,28	0,20	0,20	0,60	н.о.	0,15
П.л.л.	1,81	1,04	2,44	2,22	1,58	2,78	2,63	0,82	1,41	1,29	1,02	1,68	2,30	1,39
Сумма	99,99	100,24	99,78	100,13	100,66	100,02	100,34	100,65	99,93	99,68	99,61	99,95	100,11	100,32

Количество понов в пересчете на 6(0)

Si	1,890	1,890	1,877	1,831	1,828	1,831	1,833	1,941	1,911	1,885	1,935	1,890	1,873	1,933
Al ^{IV}	0,110	0,110	0,107	0,169	0,172	0,169	0,167	0,031	0,089	0,115	0,053	0,060	0,113	0,067
(Fe ⁺³) ^{IV}	—	—	0,016	—	—	—	—	—	—	—	0,012	0,002	0,014	—
	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,972	2,000	2,000	2,000	1,952	2,000	2,000

AlVI	0,015	0,084	—	0,008	0,051	0,029	0,008	—	0,008	0,025	—	—	—	0,008
(Fe+ ³)VI	0,018	0,018	0,024	0,098	0,071	—	—	—	—	0,030	0,007	—	0,022	0,040
Fe+ ²	0,071	0,077	0,031	0,007	0,022	0,106	0,104	0,092	0,069	0,100	0,097	0,086	0,062	0,095
Mn	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	—	—	—	—	0,004	0,004	—	0,003	0,004
Mg	1,087	0,971	1,125	1,140	1,049	1,130	1,151	1,033	1,047	1,030	1,010	1,154	1,093	0,973
Ca	0,799	0,788	0,814	0,728	0,768	0,717	0,750	0,873	0,871	0,830	0,890	0,887	0,834	0,876
Cr	0,022	0,022	0,018	0,031	0,031	0,036	0,031	0,013	0,022	—	—	—	0,022	0,004
Na	0,027	0,057	0,036	0,013	0,031	0,013	0,013	0,017	0,013	0,020	0,030	0,024	0,014	0,013
P	—	—	—	—	—	0,009	—	0,013	—	—	—	—	—	—

Соотношение атомов

$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	7,57	8,91	5,94	8,43	8,14	8,58	8,29	8,18	6,18	11,20	10,30	8,23	8,13	12,18
$\frac{\text{Ca} \cdot 100\%}{\text{Ca} + \text{Mg}}$	42,36	47,50	41,98	38,96	42,27	38,81	39,45	45,80	45,40	44,62	36,84	43,28	43,28	47,38
Mg	55,04	52,37	56,42	57,78	54,92	57,86	57,41	51,71	52,69	51,76	50,35	54,20	53,98	49,04
Ca	40,45	42,51	40,83	36,90	40,21	36,71	37,40	43,69	43,84	41,71	44,37	41,66	41,19	44,16
Fe	4,51	5,12	2,75	5,32	4,87	5,43	5,19	4,60	3,47	6,53	5,28	4,14	4,83	6,80

Примечание. Обр. 104, 113, 110 — диопсид из лерцолитов Усть-Бельского массива (аналитики Е. Н. Жукова, И. К. Кузнецова). 27, 12а — диопсид из лерцолитов Тамватнэйского массива (аналитик Э. С. Гулецкая). 621, 621а — диопсид из лерцолитов Куюльского массива (аналитик Л. С. Зоркина). 557-2 — диопсид из лерцолитов Чирынайского массива (аналитик Л. С. Зоркина). 821-2 — диопсид из лерцолита массива м. Валигген (аналитик Л. С. Зоркина). 242а, 264, 169а, 267 — диопсид из верлитов хр. Пекульней (аналитик А. В. Сухаренко). 327 — диопсид из верлита Чирынайского массива (аналитик Э. С. Гулецкая).

Т а б л и ц а 20

Средний химический состав моноклинных пироксенов в лерцолитах и верлитах, вес. %

Окисел	Лерцолиты (n=9)		Верлиты (n=5)	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	50,28	1,47	51,10	0,80
TiO ₂	0,06	0,05	0,32	0,40
Al ₂ O ₃	3,28	1,35	2,10	0,80
Fe ₂ O ₃	1,17	1,05	0,89	0,40
FeO	2,39	1,15	2,89	0,40
MnO	0,09	0,02	0,12	0,04
MgO	19,72	0,82	18,90	1,02
CaO	19,83	1,33	21,90	0,80
Na ₂ O	0,38	0,18	0,34	0,10
K ₂ O	0,06	0,03	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,82	0,19	0,20	0,20
NiO	0,06	0,02	0,02	0,08
CoO	0,01	0,01	0,01	0,05
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,02	0,02
H ₂ O—	0,21	0,14	0,33	0,16
П. п. п.	1,86	0,65	1,55	0,40
Сумма	100,39	—	100,70	—
$\Sigma FeO \cdot 100\%$	7,82	0,91	10,60	1,50
$\Sigma FeO + MgO$				
CaO · 100%	42,50	2,16	43,08	3,28
CaO + MgO				

в то время как по параметрам b и c различия носят педостовверный характер. Поскольку основные различия химического состава моноклинных пироксенов из лерцолитов и верлитов заключаются в повышенном содержании у первых полуторных окислов и пониженном — CaO (табл. 20), уменьшение в моноклинных пироксенах параметра a следует связывать с вхождением в их структуру этих элементов, которые замещают в решетке катионы Mg и Fe²⁺. Этот вывод хорошо согласуется с данными о влиянии химического состава клинопироксенов на параметры их элементарной ячейки, приведенными И. В. Семеновым (1970), который показал, что параметр a ячейки уменьшается с уменьшением в их составе количества CaO и увеличением Al₂O₃ и Cr₂O₃.

В ряде образцов при расчете кристаллохимических формул устанавливается присутствие алюминия в шестерной координации. Большинство таких анализов приходится на клинопироксены из лерцолитов. Таким образом, основное влияние на величину параметра a в данном случае, по-видимому, оказывает количество Al^{VI}, входящего в структуру минерала, что подтверждается данными табл. 22. Интересно отметить, что в группе моноклинных пироксенов, содержащих Al^{VI}, значимо меньше (при пороге вероятности 95%) становится и параметр b , что, по-видимому, связано с большим содержанием в них Cr₂O₃ (Семенов, 1970). В то же время Лефевром (Lefevre, 1969) было показано, что в моноклинных пироксенах из собственно магматических пород вхождение в решетку минерала катиона Al приводит к заметному уменьшению в основном параметра

при сравнении средних химических составов моноклинных пироксенов лерцолитов и верлитов (табл. 20). Клинопироксены лерцолитов имеют меньший коэффициент железистости, содержат меньше CaO и больше Al₂O₃, Cr₂O₃, K₂O и P₂O₅ (различия значимы при пороге вероятности 99%). Необходимо отметить, что железистость пироксенов, определенная по оптическим данным (для лерцолитов — $3,5 \pm 3,0$, верлитов — $7,2 \pm 1,5$, табл. 18), обычно меньше полученной при пересчете химических анализов. Эти отклонения весьма значительны для отдельных случаев и связаны с вхождением в состав минерала таких примесей, как щелочи, Al₂O₃, Cr₂O₃, TiO₂ и др. (Дир и др., 1965).

Различия в химизме моноклинных пироксенов из лерцолитов и верлитов находят свое отражение и в структуре минералов. Как показали рентгенометрические исследования (табл. 21, 22), клинопироксены лерцолитов имеют меньший параметр a (различия значимы при пороге вероятности 99%),

б аналогично ромбическим пироксенам (Hess, 1952). Характер изменения структуры решетки моноклиновых пироксенов из метаморфических пород с этой точки зрения пока не исследован. Однако на основании приведенных материалов рентгенометрического анализа клинопироксенов из гипербазитов по аналогии с характером изменения параметров ячейки в ортопироксенах из метаморфических пород можно предполагать, что вхождение катионов алюминия в решетку минерала по-иному влияет на его структуру, нежели в моноклиновых пироксенах, кристаллизующихся из магматического расплава. Учитывая данный факт, а также особенности состава и морфологические признаки клинопироксенов из перидотитов, включая отчетливо выраженную наложенность их в верлитах и отчасти в лерцолитах, мы выделяем две группы клинопироксенов: первичные и вторичные. Образование последних связано с метасоматическими процессами, протекавшими в гипербазитах под воздействием габброидных магм.

Большая часть элементов-примесей, обнаруженных в моноклиновых пироксенах из лерцолитов и верлитов (табл. 23), присутствует в кларковых или близких к ним количествах во всех проанализированных пробах.

Таблица 22

Средние значения параметров элементарной ячейки и состава моноклиновых пироксенов в лерцолитах и верлитах

Минерал	Сред. содержание в форм. ед.		Параметр, Å			
	Al ^{VI}	Cr ^{VI}				
			a	b	c	β
Клинопироксены из лерцолитов (n=9)	0,023	0,025	9,737	8,906	5,246	105°59'
			0,010	0,020	0,010	0°06'
Клинопироксены из верлитов (n=5)	0,007	0,005	9,757	8,927	5,255	106°02'
			0,007	0,02 ²	0,004	0°05'
Дипсид (Дир и др., 1965)	—	—	9,73	8,91	5,25	105°50'
Геденбергит (Дир и др., 1965)	—	—	9,85	9,02	5,26	104°20'
Клинопироксены, содержащие Al ^{VI}	0,017	0,025	9,737	8,905	5,252	105°58'
			0,009	0,009	0,006	0°04'
Клинопироксены, не содержащие Al ^{VI}	—	0,011	9,754	8,926	5,247	106°01'
			0,013	0,015	0,006	0°07'

Примечание. В числителе приводятся средние значения, в знаменателе — стандартные отклонения.

Элементы-примеси в клинопироксенах лерцолитов и верлитов по данным полуколичественного спектрального анализа ($n=14$)

Элемент	Частота встречаемости	Содержание, вес. %		
		пределы	среднее	в ультраосновных породах (Виноградов, 1962)
B	13	сл.	сл.	$1 \cdot 10^{-4}$
Sc	10	0,0007—0,005	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Ge	6	0,0001—0,001	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Ga	8	сл.—0,0003	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Zr	5	0,0001—0,0003	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Pb	9	0,0001—0,003	$9 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Cu	13	0,0001—0,007	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	3	0,0001—0,007	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	7	0,0001—0,001	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
V	12	0,003—0,03	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Ag	4	0,0005—0,02	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$

В то же время на порядок повышены в них содержания ванадия, свинца, олова и скандия, а в отдельных пробах на три порядка — серебра. Повышенные количества серебра фиксируются в моноклинных пироксенах из лерцолитов Чирьнайского и Куюльского массивов и в породах мыса Валижген.

Изложенные материалы изучения орто- и клинопироксенов позволяют сделать следующие выводы.

1. Пироксены в перидотитах, как и оливины, гетерогенны. По генезису среди них выделяются две разности: первичные и вторичные.

2. Первичные пироксены (энстатит и диопсид) составляют основную часть пироксеновой части пород; вторичные пироксены имеют ограниченное распространение, в основном в перидотитах, слагающих экзоконтактные зоны габброидных тел, прорывающих массивы гипербазитов.

3. Вторичные пироксены по сравнению с первичными имеют повышенную железистость. Кроме того, в их решетку входят такие примеси, как алюминий, щелочи, хром, титан и фосфор.

4. Вторичные пироксены сформировались в результате метасоматических процессов, протекавших в гипербазитах под воздействием высокотемпературных растворов, генетически связанных с интрузивами габбрового состава.

Хромшпинелиды

Хромшпинелиды — постоянная акцессорная примесь пород альпитипных гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы. Количество их непостоянно, но не превышает 5% объема породы. Форма зерен хромшпинелидов самая разнообразная — от совершенно неправильной до прекрасно ограненных кристаллов в виде кубов и октаэдров размером от 0,3 до 0,5 мм в поперечнике. Замечено, что степень идиоморфизма зерен хромшпинелидов снижается в направлении ряда дунит — гарцбургит — лерцолит. В лерцолитах форма зерен хромшпинелидов может быть самой причудливой, при этом нередко они выполняют промежутки между зернами оливинов и пироксенов или облекают их (табл. XIII). Иногда наблюдаются каплевидной формы зерна, которые вытягиваются в короткие прерывистые цепочки. Довольно часто в зернах хром-

шпинелидов обнаруживаются мелкие включения оливина и пироксенов (табл. XIV). В распределении включений намечается определенная закономерность: в дунитах и гарцбургитах они представлены в основном оливином, а в лерцолитах и верлитах — как оливином, так и пироксенами. Кроме того, установлено, что количество включений в шпинелях увеличивается от дунитов к лерцолитам (Велинский, Банников, 1971). Наряду с этим наблюдаются и обратные взаимоотношения между хромшпинелидами и главными породообразующими минералами ультраосновных пород, когда включения хромшпинелидов встречаются в оливине, орто- и клинопироксенах. Аналогичные взаимоотношения между акцессорными хромшпинелидами и породообразующими минералами ультраосновных пород отмечаются и в других районах распространения альпийских гипербазитов (Пинус и др., 1966). Это свидетельствует о длительности процесса формирования хромшпинелидов и не согласуется с выводами некоторых исследователей, считающих, что акцессорные хромшпинели образуются только в начальные стадии становления гипербазитов (Зимин, 1968).

Состав хромшпинелидов, их физические и оптические свойства в слабо серпентинизированных породах находятся в прямой зависимости от состава сосуществующих с ними силикатов. Детально этот вопрос был обсужден на примере акцессорных хромшпинелей из гипербазитов Усть-Бельского массива (Банников, 1969; Велинский, Банников, 1971). Исследования хромшпинелидов в других массивах Анадырско-Корякской складчатой системы подтвердили выводы, сделанные в этих работах. Здесь отметим лишь главные из них.

1. Окраска акцессорных хромшпинелидов зависит от состава ультраосновных пород. В лерцолитах они прозрачны и окрашены в зеленовато-желтые до светло-коричневых тона. С ростом количества оливина интенсивность окраски хромшпинелей увеличивается, и в богатых оливином лерцолитах они приобретают желтовато-бурый с красноватым оттенком цвет. В гарцбургитах хромшпинелиды окрашены в буровато-красные тона, густота которых увеличивается по мере обогащения гарцбургита оливином. Наконец, в дунитах хромшпинелиды имеют темно-красно-бурю окраску различных коричневатых оттенков, которая иногда бывает столь темной, что обнаруживается только при включении линзы Лазо.

2. Вариации в окраске хромшпинелидов, в свою очередь, тесно связаны с изменением показателей преломления и удельного веса их. Наиболее темноокрашенные разности хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов обладают наибольшими показателями преломления ($n = 1,955—2,000$) и наибольшим удельным весом ($d = 4,16—4,41$ г/см³). Значения этих физических параметров уменьшаются в направлении ряда дунит — гарцбургит — лерцолит (табл. 24).

3. Величина показателя преломления и удельный вес хромшпинелидов находятся в прямой зависимости от величины параметра элементарной ячейки минерала (a). Эта зависимость иллюстрируется рис. 19.

Указанные зависимости окраски хромшпинелидов от показателя преломления, удельного веса и величины a отмечаются и другими исследователями, изучающими акцессорные хромшпинелиды из альпийских гипербазитов разных районов мира (Бетехтин, 1934; Соколов, 1940, 1948; Пономарева и др., 1964; Желязкова-Панайотова, 1964; Дир и др., 1966, и т. д.). Следует иметь в виду, однако, что отмеченные зависимости окраски хромшпинелидов от их свойств сохраняют свое значение только для минералов, не подвергшихся существенным вторичным изменениям. В противном случае зерна хромшпинелидов обычно с краев и по трещинам замещаются магнетитом. При интенсивном развитии этих процессов хромшпинелиды полностью замещаются магнетитом. Содержавшиеся

Химический состав хромшпинелидов из

Оксид	Дуниты		Гарцбург		
	25	15	21	24	128
SiO ₂	1,15	0,45	2,03	2,22	2,36
TiO ₂	0,50	0,12	0,21	0,20	0,13
Al ₂ O ₃	20,88	24,89	29,23	29,28	28,65
Cr ₂ O ₃	39,92	37,71	38,95	34,94	35,26
Fe ₂ O ₃	7,88	3,41	4,22	2,66	3,46
FeO	19,70	20,47	16,85	17,66	15,85
MnO	0,57	0,40	0,26	0,31	0,38
MgO	9,91	11,68	12,96	12,70	13,65
CaO	сл.	1,20	сл.	сл.	сл.
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	„	„	„	„	„
V ₂ O ₅	0,06	н.д.	0,13	0,14	0,12
NiO	0,08	„	н.д.	н.д.	н.д.
CoO	0,03	„	„	„	„
Сумма	100,38	100,33	99,84	100,11	99,86
<i>n</i>	2,000	1,970	1,965	1,950	1,955
<i>d</i>	4,41	4,22	4,16	4,26	4,37
<i>a</i> (Å)	8,242	8,211	8,203	8,203	8,211

Количество ионов в

Al	6,240	7,600	8,400	8,400	8,240
Cr	8,080	7,600	6,560	6,800	6,800
Fe+3	1,520	0,640	0,800	0,480	0,640
Ti	0,080	0,032	0,040	0,040	0,016
V	0,032	—	0,032	0,032	0,032
Mg	3,680	3,680	4,720	4,640	4,960
Fe+2	4,240	4,240	3,440	3,600	3,280
Mn	0,160	0,080	0,080	0,080	0,080

Соотношение

$f = \frac{(\text{Fe}+2 + \text{Fe}+3 + \text{Mn}) \cdot 100\%}{\Sigma \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}}$	60,87	59,27	47,37	47,30	44,03
$f' = \frac{\text{Fe}+3 \cdot 100\%}{\text{Al} + \text{Fe}+3 + \text{Cr}}$	9,30	4,13	4,88	3,10	4,17
$\varphi = \frac{\text{Cr} \cdot 100\%}{\text{Al} + \text{Fe}+3 + \text{Cr}}$	50,28	48,38	41,44	42,81	43,19
$\varphi' = \frac{\text{Al} \cdot 100\%}{\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}+3}$	39,10	47,47	52,98	53,37	52,27

Примечание. Анализы 25, 21, 128а, 104 — анализ П. К. Кузнецова; 15, 10—151, размер элементарной ячейки.

гипербазитов Усть-Бельского массива, вес. %

ГИТЫ					Лерцолиты			
128а	16	26	126	151	104	102	108	113
2,27	2,10	1,30	3,40	3,10	2,05	2,95	5,70	3,40
0,16	0,06	0,04	0,03	0,06	0,75	0,03	3,03	0,03
32,25	27,04	29,00	36,16	32,84	40,15	40,88	43,33	49,52
32,06	35,39	32,93	28,50	27,94	24,55	20,00	18,85	12,87
2,66	1,89	3,38	2,22	2,52	1,52	3,41	—	0,82
15,73	19,38	16,66	15,08	18,68	14,33	16,16	16,79	13,72
0,22	0,07	0,14	0,08	0,07	н.о.	0,07	0,03	0,08
14,07	13,23	16,26	13,57	14,55	16,86	15,94	15,14	18,60
сл.	0,84	0,60	0,12	0,12	сл.	0,12	0,12	0,12
н.о.	н.о.	н.д.	н.о.	0,06	н.о.	н.о.	н.о.	0,40
„	„	„	„	0,26	„	„	„	н.о.
0,18	н.д.	„	„	н.д.	„	„	„	„
н.д.	„	„	„	„	н.д.	н.д.	н.д.	„
„	„	„	„	„	„	„	„	н.д.
99,82	100,00	100,31	99,15	100,20	100,21	99,56	100,00	99,67
1,924	1,975	н.д.	1,900	1,932	1,890	1,880	1,850	1,813
н.д.	н.д.	„	4,07	4,25	4,01	4,09	3,75	3,90
8,196	8,211	8,203	8,180	8,188	8,165	8,165	8,142	8,126

пересчете на 32(0)

9,120	7,920	8,240	10,240	9,840	10,800	11,280	12,000	13,600
6,080	6,880	6,320	5,440	5,600	4,400	3,680	3,520	2,320
0,560	1,200	1,200	0,400	0,480	0,240	0,560	0,480	0,160
0,040	0,016	—	—	0,016	0,160	—	—	—
0,032	—	—	—	—	—	—	—	—
5,040	4,880	5,680	4,880	5,520	5,760	5,520	5,280	5,040
3,120	3,120	2,720	3,040	2,480	2,720	3,120	2,720	2,880
0,040	0,16	—	—	0,016	—	—	—	0,016

АТОМОВ

42,33	46,85	40,20	41,33	44,72	34,31	40,32	37,56	34,77
3,36	8,19	7,78	3,81	3,06	1,71	3,83	5,97	1,89
38,41	42,78	39,96	33,91	35,18	28,03	23,69	21,29	14,65
57,52	48,84	52,26	64,19	61,57	68,55	72,47	72,74	84,41

102—113 — аналитик А. В. Сухаренко. n — показатель преломления; d — удельный вес; a — па-

в замещенном минерале магний и алюминий входят в состав хлорита, который нередко образует бордюр вокруг превращенных в магнетит зерен бывшей хромшпиннели.

4. Химический состав акцессорных хромшпиннелидов коррелируется с химическим составом сосуществующих с ними породообразующих силикатных минералов. Установлено: а) чем выше в породах железистость оливинов и пироксенов, тем хромшпиннели более магнезиальные и меньше содержат железа и хрома; б) чем выше в породах содержание железа и магния, тем больше в составе акцессорных хромшпиннелидов железа и хрома и меньше магния и алюминия (Велинский, Банников, 1971).

На основании данных о химическом составе и физических свойствах акцессорные хромшпиннелиды пород Усть-Бельского и других изученных

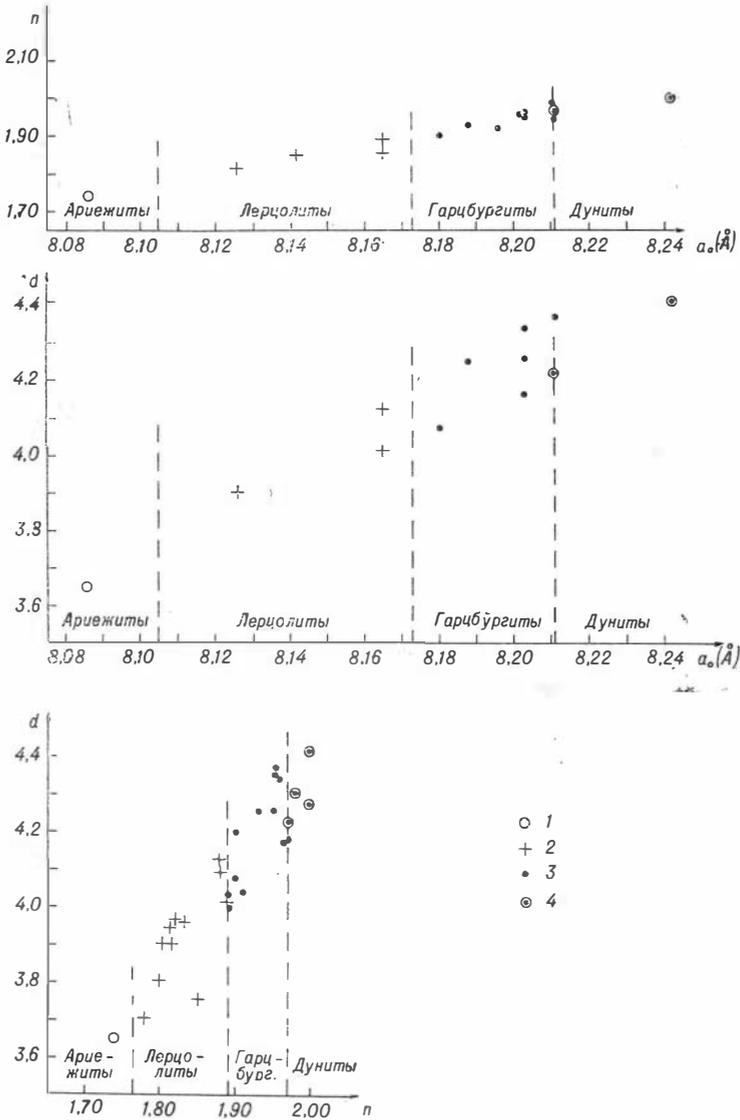


Рис. 19. Зависимость между показателями преломления, удельным весом и параметром элементарной ячейки в хромшпиннелидах (1 — шпинель из ариезитов; хромшпиннелиды: 2 — из лерцолитов, 3 — из гарцбургитов, 4 — из дунитов).

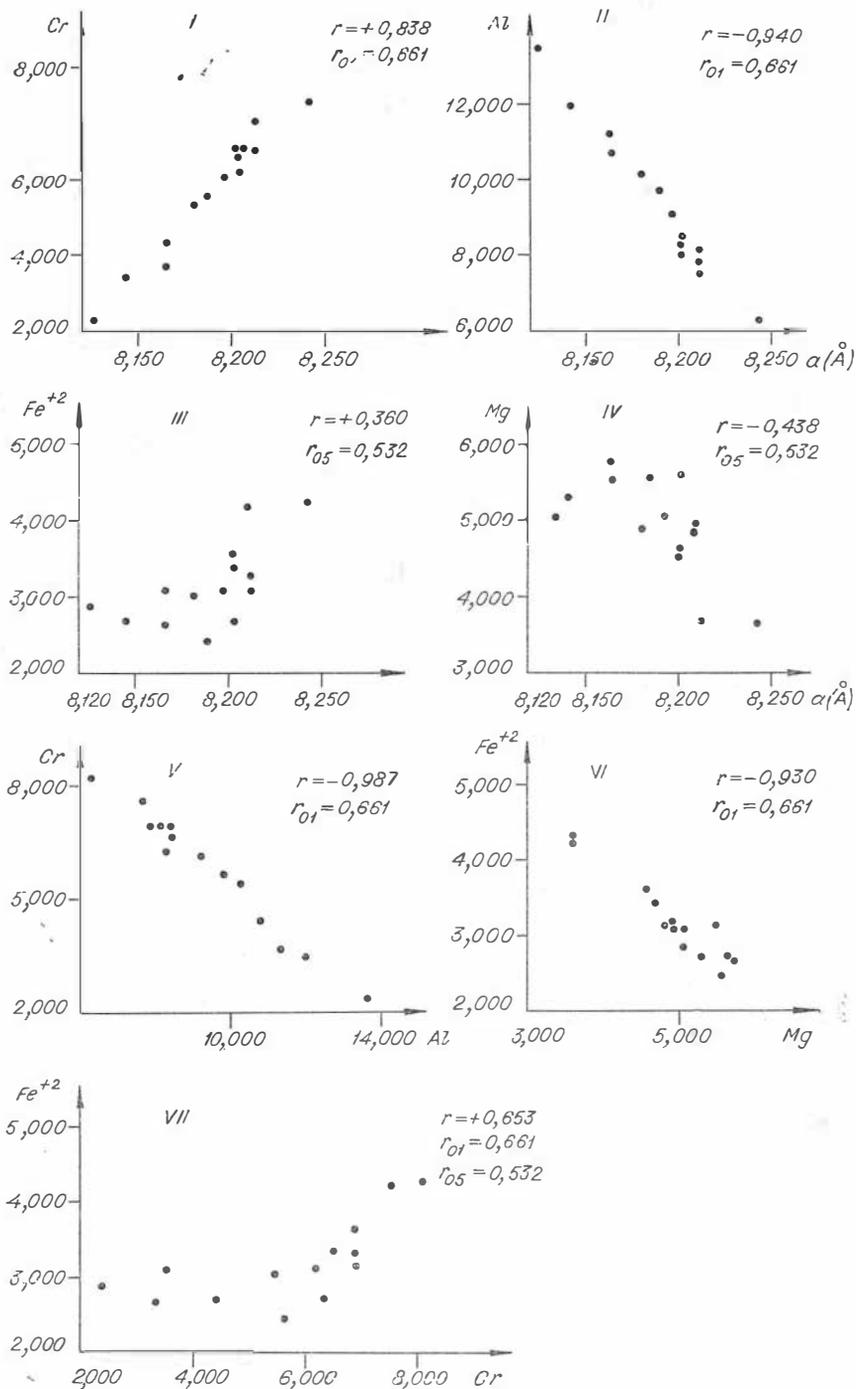


Рис. 20. Характер корреляционной зависимости в хромшпинеллах: I—IV — между величиной параметра элементарной ячейки и хромом, алюминием, двухвалентным железом и магнием (в формульных единицах); V—VII — между отдельными элементами, входящими в состав хромшпинелей.

массивов отнесены к пикотиту и плеонасту (Дир и др., 1966). В ранее опубликованных работах (Банников, 1969; Велинский, Банников, 1971) состав хромшпинелей определялся по диаграмме Г. А. Соколова (1948), и они соответственно относились к хромпикотиту и пикотиту. Пикотиты развиты в дунитах и гарцбургитах, плеонаст — в лерцолитах. В целом в обеих разновидностях хромшпинелидов алюминий преобладает над хромом при соотношении $Mg:Fe^{2+}$ от 1 до 2,2. Исключение составляют хромшпинелиды дунитов, в которых хром преобладает над алюминием, а количество магния близко к содержанию двухвалентного железа ($Mg:Fe^{2+} = 0,87$). Химический состав хромшпинелидов в ряду дунит — гарцбургит — лерцолит, как видно из табл. 24, изменяется в направлении увеличения коэффициента глиноземистости (φ') и уменьшения коэффициентов хромистости (φ) и железистости (f). Эти изменения связаны с изоморфным замещением в структуре минерала в положении *B* (шестерная координация) хрома алюминием, а в положении *A* (четверная координация) железа магнием (Брэгг, Кларингтон, 1967). Сказанное хорошо подтверждается сильными отрицательными корреляционными связями, которые устанавливаются между катионами внутри двух- и трехвалентной групп элементов (значения r близки к 1, рис. 20, V—VII). Т. Барт и Е. Поздняк показали (Дир и др., 1966), что по характеру распределения катионов между положениями *A* и *B* выделяются два структурных типа шпинелей: нормальная и обратная. В структуре нормальной шпинели двухвалентные катионы занимают положение *A*, а трехвалентные — положение *B*. В обратной шпинели в положении *A* находятся 8 трехвалентных катионов, а в положении *B* — группа, состоящая из 8 двухвалентных и 8 трехвалентных катионов. В изученных нами акцессорных хромшпинелидах величина ребра элементарной ячейки зависит от поведения только трехвалентных катионов (рис. 20, I, II, III, IV), значит, они относятся к типу нормальных шпинелей.

Таким образом, изучение акцессорных хромшпинелидов из гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы позволило установить, что они относятся к одной группе минералов серии шпинелей, имеют один и тот же структурный тип, а состав их зависит от состава сосуществующих с ними силикатов. Эта зависимость выражается в приуроченности к дунитам наиболее обогащенных железом и хромом пикотитов, к гарцбургитам — пикотитов с нормальным для них отношением алюминия к хрому и магния к двухвалентному железу и, наконец, к лерцолитам — плеонастам с низким содержанием железа и хрома и высоким — магния и алюминия. Эти выводы соответствуют представлениям Н. В. Павлова (1949) о зависимости состава акцессорных хромшпинелей от состава материнских пород. Вместе с тем приведенные выше факты противоречат заключению С. С. Зимина (1963) о том, что состав акцессорных хромшпинелидов изменяется в известной мере независимо от состава находящихся с ними в парагенезисе силикатов.

Иные взаимоотношения между составом пород и хромшпинелидов выявлены для рудных их разновидностей. В работах А. Г. Бетехтина (1934), А. Г. Бетехтина, С. А. Кашина (1937), В. П. Логинова и др. (1940), Н. В. Павлова (1941, 1949), Г. А. Соколова (1946, 1948), С. С. Зимина (1963, 1965), М. Д. Желязковой-Панайотовой (1959, 1964), А. Т. Базилевского (1969) показано, что в рудных хромшпинелидах в направлении от дунитов к лерцолитам увеличивается содержание алюминия и железа.

С целью изучения этой закономерности нами на двух микрообъектах был произведен рентгеноспектральный анализ оливина и хромитов в дунитах (рис. 21, табл. 25).

Полученные данные показали, что по составу шпинели рудных концентратов относятся к серии хромита и характеризуются очень высоким

Химический состав оливинов и рудных хромитов по данным рентгеноспектрального анализа, вес. %

Объект исследования	№ анализа	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Контакт жилы хромита в дуните (обр. 309г)	1	Оливин	41,60	0,10	н.о.	н.о.	8,16	0,08	51,90	н.о.
	2	„	42,00	н.о.	0,03	„	8,26	0,14	50,90	0,04
	3	„	41,80	„	0,04	„	8,22	0,17	51,60	0,01
	4	„	41,80	„	н.о.	„	7,88	0,13	51,80	0,03
	5	Хромит	0,08	0,07	6,10	61,90	21,50	0,42	8,66	н.о.
	6	„	0,10	н.о.	6,37	62,70	20,20	0,24	9,47	„
	7	Оливин	42,40	„	0,02	н.о.	5,16	н.о.	54,10	0,02
	8	Хромит	0,07	„	6,47	62,30	19,80	0,39	9,75	н.о.
	9	„	0,05	0,07	5,99	63,50	20,00	0,24	9,50	„
Зерно рудного хромита в дуните (обр. 309г)	1	Хромит	0,11	0,07	4,29	65,40	18,40	н.о.	9,36	„
	2	„	н.д.	н.о.	4,46	65,60	17,30	0,20	10,40	„
	3	„	„	0,05	4,62	65,50	17,10	0,07	10,50	„
	4	„	„	н.о.	4,44	66,50	17,40	0,26	10,40	„
	5	„	„	„	4,34	65,70	18,20	0,09	9,85	„
	6	Оливин	41,60	0,06	н.о.	н.о.	5,20	0,12	54,00	0,01
	7	„	41,20	н.о.	„	„	5,07	н.о.	53,40	0,03
	8	„	41,30	„	„	„	4,90	„	54,00	н.о.
	9	„	41,30	„	„	„	4,60	„	54,30	0,02
	10	„	41,10	„	„	„	5,03	„	54,00	0,07

Примечание. Анализ выполнен на микроанализаторе MS-46. Аналитики Ю. Г. Лаврентьев, Л. Н. Поспелова.

содержанием Cr₂O₃ (61,90—66,50%) с резким преобладанием хрома над алюминием и низким отношением магния к двухвалентному железу. При этом хромиты как вкрапленных (обр. 309, рис. 21), так и сплошных жильных руд (обр. 309г, рис. 21) имеют зональное строение. Зональность выражается в обогащении краевых частей жилок и зерен железом и обеднении алюминием и магнием. Содержание же Cr₂O₃ остается почти неизменным. Оливины на контакте с хромитом несколько обогащены магнием, и в них полностью отсутствует алюминий. Таким образом, при образовании рудных концентраций хромитов между ними и вмещающими их силикатами происходит перераспределение железа, алюминия и магния.

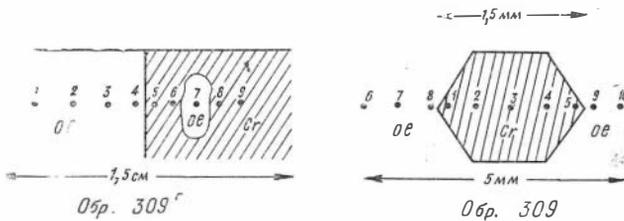


Рис. 21. Точечный профиль микроанализов (обр. 309г — конгломерат крупнозернистого дунита с жилой хромита, обр. 309 — вкрапленник хромита в дуните). Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 25.

Обращает на себя внимание очень высокое содержание Cr₂O₃ в анализированных хромитах. Подобная концентрация окиси хрома (65—67%) была известна до настоящего времени только в хромитах из включений в алмазах (Mauger, Boyd, 1970; Соболев, 1971) и метеоритах

Содержание элементов-примесей в рудах и акцессорных хромшпинелидах по данным полуквантитативного спектрального анализа, вес. %

Элемент	Рудные хромиты (n=5)			Акцессорные хромиты (n=15)		
	частота встречаемости	пределы колебаний содержания	средние содержания	частота встречаемости	пределы колебаний содержания	средние содержания
Mn	5	0,01—0,2	$2 \cdot 10^{-2}$	15	0,01—0,1	$2,3 \cdot 10^{-2}$
Ni	5	0,1—0,2	$1,4 \cdot 10^{-1}$	15	0,1—0,3	$2 \cdot 10^{-1}$
Co	5	0,01—0,1	$1,6 \cdot 10^{-2}$	15	0,02—0,1	$9,4 \cdot 10^{-2}$
Ti	5	0,001—0,03	$2,4 \cdot 10^{-2}$	15	0,001—0,05	$4,1 \cdot 10^{-3}$
V	5	0,05—0,2	$1,4 \cdot 10^{-1}$	15	0,07—0,1	$7,0 \cdot 10^{-2}$
Mo	5	сл.	сл.	15	сл.	сл.
Cu	5	0,001—0,01	$3,6 \cdot 10^{-3}$	15	0,007—0,02	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Pb	н.о.	—	—	15	0,0001—0,003	$5,6 \cdot 10^{-3}$
Zn	5	0,01—0,03	$1,4 \cdot 10^{-2}$	15	0,05—0,1	$7,8 \cdot 10^{-2}$
Ga	5	0,0001—0,001	$8,2 \cdot 10^{-4}$	15	0,0001—0,001	$0,2 \cdot 10^{-4}$

(Випш е. а., 1967). В хромитовых месторождениях хромиты содержат Cr_2O_3 обычно 50—55% (Павлов, 1941, 1949; Павлов и др., 1968) и лишь очень редко в единичных пробах 65% (Кимперсайский массив, Павлов и др., 1968).

Различия химического состава акцессорных и рудных хромшпинелидов отражаются на распределении элементов-примесей (табл. 26): в рудных хромшпинелидах повышено содержание титана и ванадия, понижено содержание меди, отсутствует свинец.

Следовательно, состав рудных и акцессорных хромшпинелидов имеет специфические особенности, которые позволяют довольно четко классифицировать хромшпинелиды из альпинотипных гипербазитов по их генетической принадлежности, что очень важно для понимания происхождения этих пород.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

При характеристике геологической позиции гипербазитовых поясов Анадырско-Корякской складчатой системы и пространственно ассоциирующих с ними интрузивов габброидных пород было показано, что последние повсеместно формировались после становления гипербазитовых массивов. Кроме того, были приведены многочисленные факты, свидетельствующие о том, что в строении габброидных тел принимают участие гетерогенные образования, отличающиеся между собой структурой, текстурой, вещественным составом и др. На этом основании все габброидные породы исследованного района подразделены на два генетических типа.

Первый тип объединяет собственно магматические (ортомагматические) габброидные породы, образование которых непосредственно связано с кристаллизацией базальтоидной магмы.

Во второй тип включены породы, часто внешне напоминающие габброиды ортомагматического типа, но, как оказывается при более детальном исследовании, отличающиеся от них рядом специфических черт. Формирование пород этого типа мы связываем с процессами гибридизма, т. е. с взаимодействием габброидной магмы и ее дериватов с более древ-

ними альпийскими гипербазами. Подобные породы в свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963) были названы парамагматическими образованиями. Это название мы принимаем для второго генетического типа габброидных пород.

Породы второго типа в исследованном районе количественно подчинены габброидам ортомагматического типа и слагают преимущественно периферические зоны габброидных интрузивов. Распределение главных петрографически разновидностей габброидов в пределах гипербазитовых поясов Анадырско-Корякской складчатой системы показано в табл. 1.

Петрографическая характеристика

Ортомагматические габброиды

К данному типу относятся нормальные мезократовые габбро, габбро-нориты и нориты равномернoзернистой, среднeзернистой, габбровой структуры и массивной текстуры, а также мелкозернистые, пегматоидные и офитовые разности этих пород. Менее распространены меланократовые и лейкократовые их разновидности. Выше мы уже отмечали, что габброиды ортомагматического типа слагают преимущественно внутренние части габброидных тел, удаленные от выходов гипербазитов.

Породообразующие минералы в породах данного типа представлены ортопироксеном, клинопироксеном и плагиоклазом, изредка присутствует в небольшом количестве оливин. Кроме того, достаточно часто, но в небольших количествах встречается роговая обманка. Она постоянно находится в тесном сростании с клинопироксеном. Акцессорные минералы — магнетит, реже наблюдается тонкая сульфидная вкрапленность. Вторичные изменения в ортомагматических габброидах в большинстве случаев незначительны. Эпигенетические минералы — бастит (по ортопироксену), актинолит и хлорит (по клинопироксену), соссюрит, цеолиты, гидрогранат и др. (по плагиоклазу).

Наибольшим распространением пользуются габбро-нориты и габбро, реже встречаются оливиновые габбро, крайне редки нориты. Количественно-минеральный состав ортомагматических габброидов иллюстрирует табл. 27.

Г а б б р о сложены клинопироксеном, плагиоклазом, акцессорными магнетитом и реже сульфидами. Эпизодически присутствует роговая обманка. Содержания клинопироксена и плагиоклаза в породе непостоянны. Преобладают разности с 30—70% плагиоклаза.

Подавляющая часть габбро имеет равномерносреднeзернистую структуру. Крупнозернистые и пегматоидные разности слагают преимущественно жильные тела и встречаются главным образом в Тамватнэйских и Таловских горах. В некоторых небольших телах габброидов (Таловские, Понтонейские и Пекульнейские горы) наблюдались мелкозернистые офитовые габбро, слагающие зоны закалки этих тел. Сравнительно редки габбро с пойкилоофитовой структурой, обусловленной присутствием мелких призматических зерен плагиоклаза, включенных в кристаллы клинопироксена. Клинопироксен по составу тяготеет к авгиту. Состав плагиоклаза преимущественно отвечает битовшиту, в некоторых разностях — апортиту. Содержающаяся иногда в габбро обыкновенная роговая обманка образует узкие прерывистые реакционные оторочки на контактах зерен плагиоклаза и клинопироксена. Самостоятельные идиоморфные выделения роговой обманки встречаются реже, причем во многих из них есть реликтовые включения клинопироксена.

Содержание акцессорного магнетита обычно достигает 0,5 — 1,0%, реже 5% и более.

Количественно-минеральный состав ортомагматических габброидных пород, об. %

№ обр.	Порода	Район	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Роговая обманка	Плагиоклаз	Рудные
272	Габбро	Хр. Пекульней	—	—	52	—	48	—
208	„ лейкократовое	„	—	—	8	11	81	—
209	„	„	—	—	35	2	63	—
354а	„	Таловские горы	—	—	34	—	66	—
84	„ лейкократовое	Там же	—	—	7	14	79	—
31	„	„	—	—	27	—	73	—
391	Габбро-норит лейкократов.	„	—	8	12	6	74	—
637	„ оливиновый	„	7	1	43	—	49	—
858	Габбро оливиновое	„	11	—	38	—	51	—
860	„	„	30	—	37	—	33	—
5056	Габбро-норит оливиновый	Мыс Валижген	5	6	40	—	49	—
6556	Габбро магнетитовое	Там же	—	—	33	3	49	15
825	Габбро-норит	„	—	18	18	7	56	1
832-5	„ оливиновый	„	9	13	12	1,8	65	0,2
824-3	„	„	15	2	19	1	63	—
827	„	„	1,5	8	35	—	55	—
187в	„ магнетитовый	Бассейн р. Хатырки	—	20	15	—	59	6
67д	„	Там же	—	19	8	—	68	5
346	„	Тамватнэйские горы	—	30	9	5	56	—
590	„ роговообманковый	Верхове р. Лозовки (г. Серая)	—	13	22	14	46	5
509-1	„ меланократовый	Там же	—	18	41	13	28	—
406а	„	Среднее течение р. Лозовки	—	13	30	5	52	—
403-3	Габбро	Там же	—	—	29	—	65	6
516-1	Габбро-норит роговообманковый	Чирьнайские горы	—	25	24	6,5	44	0,5
577-1	„	Там же	—	12	16	1	61	1

Примечание. 1. В обр. 84 и 827 в составе вторичных минералов обнаружен амфибол. 2. Данные по обр. 354а заимствованы у Н. Е. Засединой, по обр. 5056 и 6556 — у Н. И. Янчук.

Оливиновое габбро отличается от нормального лишь присутствием небольшого количества оливина. Обычно эта относительно мало распространенная разновидность ортомагматических габброидов содержит 1—5% оливина. Иногда его количество достигает 15%. По составу оливин большей частью соответствует слабозелезистому хризолиту.

Габбро-нориты пользуются широким распространением в районе. В отличие от нормального габбро в числе главных породообразующих минералов они содержат ортопироксен, по своему составу отвечающий бронзиту, реже гиперстену. В остальном габбро-норит мало отличается от нормального габбро. Суммарное содержание моноклинового и ромбического пироксенов колеблется в габбро-норитах в пределах 30—70%, причем преобладает почти всегда клинопироксен. Изредка, как и в габбро, в незначительном количестве наблюдается оливин.

Нориты — редкая разновидность габброидов. Они известны лишь в Тамватнэйских и Пекульнейских горах и нередко представлены крупнозернистыми и пегматоидными разновидностями. Моноклиновый пироксен в норитах практически отсутствует, а ортопироксен и плагиоклаз имеют тот же состав, что в габбро и габбро-норитах.

Этот тип объединяет очень изменчивые по количественно-минеральному составу образования, которые обнаруживаются в большинстве габброидных интрузивов, прорывающих тела гипербазитов. Наиболее широким распространением парамагматические габброиды пользуются в Пекульнейских, Усть-Бельских и Таловских горах.

Породы описываемого типа представлены преимущественно оливковыми, часто меланократовыми разностями. Для них характерна аллотриоморфнозернистая, неравномернoзернистая, порфиробластовая и гранобластовая структура. Текстуриный рисунок также очень изменчив. Среди них много пород с такситовой, в том числе псевдополосчатой, текстурой.

Породообразующие минералы — оливин, плагиоклаз и, меньше, клинопироксен. Ортопироксены редки. Почти повсеместно распространенной составной частью парамагматических габброидов следует назвать сульфиды — очень мелкая и редкая вкрапленность пирротина и пирита.

Вследствие значительной изменчивости содержаний породообразующих минералов парамагматические габброиды по своему составу могут отвечать широкой гамме пород — от почти мономинеральных анортозитов через троктолиты и оливковые габбро к плагиоклазoдержущим перидотитам и дунитам. Существенные колебания состава пород данного типа можно наблюдать не только в пределах отдельного участка интрузива или обнажения, но даже в небольшом штупе.

Особенности текстуры парамагматических габброидов четко выражены в распределении плагиоклаза. Последний сравнительно редко распределен равномерно, как показано в табл. XV, XVI. Гораздо чаще наблюдается неравномерное расположение индивидов плагиоклаза, имеющих нередко неправильную форму (табл. XVII). Иногда на фоне существенно плагиоклазового агрегата располагаются удлиненной и неправильной формы реликтовые участки оливина с некоторым количеством клинопироксена (табл. XVIII).

Полосчатая текстура проявляется в породах по-разному. В одних случаях она обусловлена выклинивающимися полосами, сложенными меланократовым троктолитом и дунитом (табл. XIX). Иногда такие полосы сложены более лейкократовым троктолитом, оливковым габбро или оливинсодержущим анортозитом (табл. XX). В ряде мест, как, например, в экзоконтактной зоне крупного габброидного интрузива, прорывающего Куюльский гипербазитовый массив, наблюдалась псевдоритмическая полосчатость, обусловленная чередованием оливин-клинопироксен-плагиоклазовых «слоев» различной мощности (табл. XXI).

Не менее характерны для рассматриваемых пород келифитовые и коронитовые микроструктуры, которые обусловлены интенсивным развитием реакционных оторочек, располагающихся на контактах зерен оливина и плагиоклаза (табл. XXII). Ширина таких оторочек непостоянна и варьирует от субмикроскопических размеров до 0,2 мм, реже более. Обычно оторочки сложены клинопироксеном или амфиболом. Иногда они зональные: внутренняя зона, прилегающая к зерну оливина, сложена клинопироксеном, а внешняя, прилегающая к зерну плагиоклаза, — амфиболом. Амфибол в оторочках местами находится в симплектитовом срастании с голубоватой шпинелью, образующей червеобразные выделения (табл. XXIII). Здесь же в оторочках присутствуют субмикроскопические выделения граната.

Троктолиты и оливковые габбро пользуются преимущественным распространением среди пород данного типа, причем содержание плагиоклаза в них редко превышает 30%. Гораздо меньше развиты плагиоклаз-

содержащие перидотиты и дуниты, существенно плагиоклазовые породы (анортозиты) и некоторые промежуточные разновидности.

Все породообразующие минералы парамагматических пород, особенно плагиоклаз, отличаются резким ксеноморфизмом выделений. Это еще одна особенность габброидов рассматриваемого генетического типа.

Оливин, входящий в состав пород данного типа, представлен форстеритом и хризолитом, причем чаще встречается последний. Как и в ультраосновных породах, он обычно в значительной мере замещен серпентином и магнетитом.

Плагиоклаз по составу отвечает анортиту и битовниту, клинопироксен — диопсиду. Оба эти минерала эпигенетически изменены.

Парамагматические габброиды известны практически во всех складчатых областях, где гипербазитовые и габброидные тела пространственно сближены. Особенно широко такие породы распространены на Урале, где они описаны под названием тылаитов, форелленштейнов и т. д. в многочисленных работах по базит-гипербазитовому магматизму (Штейнберг, Булыкин и др., 1969). Однако до сих пор не существует единой номенклатуры для этих пород, как и единой точки зрения на их происхождение. Как показывают факты, все описанные здесь породы образуются в результате сложного многостадийного процесса метасоматической переработки альпинотипных гипербазитов под воздействием более поздних габброидных магм. Ведущая роль в этом процессе принадлежит глинозем-кальциевому метасоматозу, приводившему к полевошпатизации и пироксенизации гипербазитов. Образование полосчатых текстур в парамагматических габброидах мы также связываем с процессами интенсивной метасоматической переработки гипербазитов, широко проявляющимися вдоль приконтактных зон дробления и расщепления, служивших путями проникновения габброидной магмы.

Ниже приводится перечень важнейших петрографических признаков, позволяющих диагностировать ортомагматические и парамагматические габброиды (следует, однако, иметь в виду, что эти признаки дают возможность различать орто- и парамагматический типы габброидов лишь при их комплексном учете):

Ортомагматические габброиды

1. Приурочены к внутренним, удаленным от контактов с гипербазитами частям относительно глубоко эродированных габброидных тел
2. Выдержанный количественно-минеральный состав
3. Преобладание равномернозернистых структур и однородных (массивных) текстур
4. Преобладание габбровых и габброофитовых микроструктур
5. Незначительное распространение разностей с келифитовой микроструктурой
6. Существенно ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовый состав пород
7. Преобладание акцессорного магнетита над акцессорными сульфидами и полное отсутствие акцессорной хромшпиннели
8. Сравнительно слабая эпигенетическая измененность плагиоклаза и других минералов

Парамагматические габброиды

- Приурочены к периферическим частям слабо эродированных габброидных тел, интрузирующих массивы альпинотипных гипербазитов
- Резко изменчивый количественно-минеральный состав
- Преобладание неравномернозернистых структур и преимущественно такситовых (полосчатых) текстур.
- Преобладание аллотриоморфнозернистых и гранобластовых микроструктур
- Значительное распространение разностей с интенсивно развитой келифитовой микроструктурой
- Существенно оливин-плагиоклазовый и клинопироксен-оливин-плагиоклазовый состав пород
- Частое присутствие акцессорной хромшпиннели и сульфидов
- Повышенная эпигенетическая измененность плагиоклаза и других минералов

Породообразующие минералы

Оливин

Оливин является одним из породообразующих минералов габброидов, однако его распределение в них, как уже говорилось, неодинаково. В ортомагматических габброидных породах он встречается сравнительно редко и главным образом в виде небольших зерен, имеющих более или менее идиоморфные очертания. Наоборот, в парамагматических габброидах оливин присутствует практически всегда, но его содержание подвержено резким колебаниям. В этих породах минерал чаще всего образует относительно крупные ксеноморфные выделения с извилистыми краями, бухтообразно вдающимися в ассоциирующие с ним зерна плагиоклаза и клинопироксена. На контакте с плагиоклазом оливин, как правило, окружен реакционными каймами (коронами), состоящими из амфибола и клинопироксена.

Состав оливина в орто- и парамагматических габброидных породах различен. По данным оптических исследований (табл. 28), фаялитового

Таблица 28

Оптические свойства и состав оливинов из габброидных пород

№ обр.	Порода	Место взятия образцов	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	Со- держ. Фа, мол. %
Ортомагматические габброиды							
823-5	Оливиновый габбро-но- рпг	Мыс Валижгеп	1,718	1,680	0,038	-83	23
824-3	То же	Там же	1,699	1,664	0,035	-88	15
827	„	„	1,699	1,664	0,035	—	15
637	„	Таловские горы (р. Ганкуваям)	1,720	—	—	-85	24
858	Оливиновое габбро	Там же	1,700	1,665	0,035	-87	15
860	То же	„	1,700	1,665	0,035	-87	15
Парамагматические габброиды							
205	Плагиоклазсодержащий верлит	Пекульнейские горы	1,697	1,661	0,036	+89	14
3	То же	Усть-Бельские горы	1,693	1,656	0,037	—	11
4	Троктолит	Там же	1,696	1,661	0,035	—	13
5	Оливиновое габбро, ме- ланократовое	„	1,697	1,661	0,036	+86	14
47	Троктолит лейкократо- вый	„	1,692	1,656	0,036	+86	12
49	Плагиоклазсодержащий дунит	„	1,691	1,656	0,035	+86	11
155	Оливиновое габбро	Тамватнэйские горы	1,704	1,666	0,038	±90	17
560	То же	Чирьнайские горы	1,694	1,659	0,035	+86	12
607	Троктолит	Мыс Валижгеп	1,701	1,664	0,037	—	15
613д	Оливиновое габбро	Там же	1,693	1,657	0,036	—	12
716в	Троктолит	„	1,701	1,664	0,037	—	15
839	„ лейкократо- вый	„	1,688	1,653	0,035	—	9
633	Оливиновое габбро	Таловские горы (р. Ганкуваям)	1,695	1,659	0,036	—	13
633б	Троктолит	Там же	1,703	1,665	0,036	-87	16
634	Плагиоклазсодержащий верлит	„	1,697	1,661	0,036	—	14

Химический состав, оптические константы и параметры элементарной ячейки оливинов из парамагматических габброидных пород

Оксид	47	560	Параметры	47	560
SiO ₂	39,60	39,40	<i>N_g</i>	1,656	1,659
TiO ₂	0,04	0,17	<i>N_p</i>	1,692	1,694
Al ₂ O ₃	1,24	0,88	<i>2V</i>	—	+86°
Fe ₂ O ₃	н.о.	1,61	<i>a</i> , Å	4,77	4,78
FeO	11,89	11,46	<i>b</i> , Å	10,24	10,26
MnO	0,17	0,31	<i>c</i> , Å	6,00	6,00
MgO	45,87	45,55	<i>'Fe</i> ·100%		
CaO	0,07	0,12	<i>Fe+Mg</i>	12	12
Na ₂ O	0,03	0,14	Количество ионов в пересчете на (4)O		
K ₂ O	0,01	0,02	Si	0,989	0,981
P ₂ O ₅	н.о.	н.о.	Al	0,03	0,029
NiO	0,32	0,25	Ti	0,00	0,005
CoO	0,06	0,02	Fe ⁺³	—	0,030
Cr ₂ O ₃	0,12	н.о.	Mg	1,709	1,691
V ₂ O ₅	0,06	,,	Fe ⁺²	0,249	0,239
H ₂ O —	0,10	,,	Mn	0,005	0,006
H ₂ O +	н.о.	,,	Ca	0,003	0,003
П. н. н.	,,	,,			
Сумма . .	99,58	99,93			

Примечание. Обр. 47 — оливин из меланократового троктолита (Усть-Бельские горы). 560 — оливин из оливинового габбро (Чирыйнаские горы). Аналитик Е. Н. Жукова. Расчет параметров элементарной ячейки выполнил Н. И. Зюзин.

компонента в оливинах ортомагматических габброидов 15—24 мол.%, в среднем 18 мол.%. Оливин парамагматических габброидов менее железист. Среднее содержание фаяллитового компонента в нем, по данным оптических определений, равно 13 мол.%. Химический состав и параметры элементарной ячейки оливинов из парамагматических габброидных пород приведены в табл. 29.

Особенности состава и морфологии оливинов в парамагматических габброидах не противоречат представлениям об их реликтовом (ксеногенном) происхождении в этих породах, обусловленном метасоматическим преобразованием гипербазитов.

Пироксен

Ромбические пироксены

Ромбический пироксен — один из главных породообразующих минералов габбро-норитов. Содержание его колеблется от единичных зерен до 30%. Среди парамагматических габброидов ортопироксен встречается сравнительно редко.

Минерал обычно образует удлиненно-призматические идиоморфные кристаллы с характерной тонкопластинчатой структурой.

Оптические свойства и состав ортопироксенов из габбро-поритов

№ обр.	Место взятия образца	$-2V$	N_g	N_p	Содержание Fe, мол. %	Разновидность
67д	Р. Хатырка	59	1,703	1,691	32	Гиперстен
186в	Р. Ягельная	82	1,689	1,677	19	Бронзит
187в	Р. Хатырка	61	—	—	33	Гиперстен
316н	Г. Серая	69	1,700	1,688	28	Бронзит
317	„	74	—	—	22	„
406а	Р. Лозовка	73	1,686	1,674	18	„
509	Г. Серая	65	1,709	1,698	35	Гиперстен
509-1	„	73	1,700	1,688	28	Бронзит
509-2	„	70	—	—	25	„
516-1	Чирыйнайские горы	58	1,704	1,694	33	Гиперстен
577-1	Там же	58	1,706	1,696	34	„
633а	Таловские горы (р. Ганкуваям)	72	1,690	1,678	22	Бронзит
823-5	Мыс Валижген (р. Ил-стай)	77	1,694	1,682	24	„
825	Там же	65	1,704	1,694	28	„
827	„	72	1,696	1,684	20	„
Средние значения		69	1,698	1,687	27	

Таблица 31

Параметры элементарной ячейки ортопироксенов из габбро-поритов

№ обр.	Рефлексы (hkl)			Параметры элементарной ячейки, Å			
	(12.00)	(060)	(104)	a	b	c	V
67д	1,528	1,482	1,304	18,336	8,892	5,229	852,56
186в	1,523	1,476	1,300	18,276	8,856	5,213	843,74
316н	1,526	1,481	1,303	18,312	8,886	5,225	850,21
406а	1,521	1,474	1,299	18,252	8,844	5,209	840,84
509	1,527	1,479	1,301	18,324	8,874	5,217	848,32
509-1	1,524	1,477	1,300	18,288	8,862	5,213	844,86
516-1	1,525	1,482	1,302	18,300	8,892	5,217	848,93
577-1	1,529	1,483	1,303	18,336	8,898	5,229	853,13
633а	1,525	1,477	1,300	18,300	8,862	5,213	845,42
823-5	1,525	1,477	1,301	18,300	8,862	5,215	845,74
825	1,526	1,480	1,301	18,312	8,880	5,217	848,34
Средние значения	1,525	1,479	1,301	18,303	8,873	5,218	847,46

Примечание. Индексирование дифрактограмм выполнено согласно данным Г. А. Ковалева и др. (1959).

Судя по оптическим константам, железистость ортопироксена габброидов заметно выше, чем ортопироксена гипербазитов. Наряду с бронзитом в этих породах местами встречается гиперстен (табл. 30).

Расчеты параметров элементарной ячейки ортопироксенов из габбро-поритов также показали заметные отличия их от ортопироксенов гипербазитов (табл. 31, рис. 17). Как следует из приведенного графика, размеры ячейки ортопироксенов находятся в прямой зависимости от железистости минерала.

Содержание элементов-примесей в ортопироксенах из габбро-норитов по данным спектрального анализа, г/т

а) по данным количественного анализа

№ обр.	Mn	Ti	Cr	Ni	Co	Pb	V	Cu	B
516-1	>2000	520	45	250	120	сл.	80	11	15
823-5	>2000	500	120	280	70	—	35	27	3
509-1	>2000	280	380	340	80	сл.	55	37	3
509	>2000	350	30	35	100	,,	50	100	—
186в	>2000	420	1000	900	100	,,	90	13	1
406а	>2000	280	280	340	80	,,	50	10	4
Средние значения	>2000	390	300	360	90	,,	60	33	4

б) по данным полуколичественного анализа

№ обр.	Ga	Mo	Sc	Zr	Pb	Zn	Sr	La	V
509	1	3	100	10	5	700	—	—	—
186в	1	50	10	3	3	200	300	20	3
406а	сл.	1	сл.	10	сл.	300	300	30	—
577-1	1	3	,,	10	7	1000	300	—	—
825	1	сл.	7	5	30	100	—	—	—
633а	сл.	,,	2	3	10	100	—	—	—
823-5	1	3	—	—	1	200	300	—	4
Средние значения	1	2	—	7	8	370	300	—	—

По данным спектрального анализа, ортопироксены из габбро-норитов отличаются от ортопироксенов гипербазитов повышенными концентрациями марганца, титана, ванадия, меди, цинка и в меньшей мере свинца и стронция (табл. 32).

Моноклинные пироксены

При изучении моноклинных пироксенов габброидных пород особое внимание уделено ортомагматическим их разностям, в которых клинопироксен образовался в процессе кристаллизации базальтоидного расплава.

Согласно оптическим константам (табл. 33), в ортомагматических габброидных породах клинопироксен отличается сравнительно небольшими углами оптических осей (50—55°) и повышенными значениями показателей преломления. Это может указывать на принадлежность минерала к группе авгита и на его более высокую железистость по сравнению с клинопироксенами гипербазитов. Действительно, по данным химических анализов (табл. 34), точки составов клинопироксенов ортомагматических габброидов преимущественно ложатся в поле авгита (см. рис. 18). При этом содержание волластонитового компонента в них всегда ниже 45 мол.%, что можно считать важным аргументом в пользу отнесения этих пироксенов к группе авгита (Гинзбург, 1970). О принадлежности клинопироксенов ортомагматических габброидов к группе авгита свидетельствуют

Оптические свойства и состав клинопроксенов из ортомагматических габброидных пород

№ обр.	Место отбора образца	Порода	Ng	Nm	Np	Ng-- Np	+2V	εNg	Состав Hd, мол. %	Компоненты, мол. %		
										En	Fs	Wo
176в	Пексельнейские горы	Габбро	1,711	1,692	1,684	0,027	56	42	26	38	15	47
174б	Там же	„	1,712	1,693	1,687	0,025	58	41	28	37	15	48
272	„	„	1,706	1,684	1,680	0,026	50	40	14	47	12	41
515-1	Чирьнайские горы	Габбро-норит	1,707	1,686	1,680	0,026	55	—	14	42	12	46
514	Там же	„	1,711	1,689	1,682	0,029	58	40	23	38	13	49
516-1	„	„	1,706	1,694	1,679	0,027	52	—	15	38	19	43
577-1	„	„	1,716	1,692	1,684	0,032	54	—	30	39	16	45
521-1	„	Габбро	1,709	1,686	1,680	0,029	58	—	20	41	11	48
406а	Р. Лозовка	Габбро-норит	1,698	1,674	1,668	0,030	50	—	4	57	5	38
509	Г. Серая	„	1,708	1,688	1,684	0,024	56	42	15	40	13	47
509-1	„	„	1,710	1,687	1,682	0,028	57	41	23	40	12	48
186в	Р. Ягельная	„	1,704	1,683	1,677	0,027	55	48	12	46	9	45
79а	Г. Красная	„	1,709	1,686	1,680	0,029	53	—	20	43	12	45
30в	Тамватийские горы	Габбро	1,709	1,685	1,680	0,029	51	—	20	46	12	42
188	Р. Хатырка	Габбро-норит	1,710	1,687	1,682	0,028	53	—	23	43	13	44
67д	„	„	1,706	1,685	1,680	0,026	52	—	14	41	12	47
187в	„	„	1,709	1,686	1,680	0,029	55	—	20	42	12	46
825	Мыс Ваджген	„	1,708	1,687	1,682	0,026	54	—	19	42	12	46
823-5	Там же	Габбро-норит оливиновый	1,712	1,688	1,682	0,030	54	—	23	41	13	46
824-3	„	То же	1,705	1,683	1,676	0,029	54	—	13	45	10	45
812-2	„	Габбро оливиновое	1,707	1,684	1,678	0,029	50	—	14	47	12	41
813	„	Габбро	1,709	1,684	1,678	0,031	54	—	20	45	10	45
827	„	Габбро-норит	1,708	1,684	1,680	0,028	53	—	19	46	10	44
637	Таловские горы	„	1,709	1,685	1,680	0,029	53	38	20	44	11	45
860	Там же	Габбро оливиновое	1,702	1,676	1,671	0,031	54	40	7	53	5	42
858	„	То же	1,706	1,683	1,677	0,029	54	—	14	46	9	45
633а	„	Габбро-норит	1,703	1,681	1,674	0,029	54	—	8	48	8	44

Средние значения 1,708 | 1,686 | 1,680 | 0,028 | 45 | — | 18 | 43 | 12 | 45

Примечание. Значения Nm вычислены по номограмме Мерти (Трегер, 1968), коэффициент железистости Hd — по диаграмме X. Хесса (Трегер, 1968), состав клинопроксенов в расчете на три компонента — по диаграмме X. Хесса и И. Мюнара (Трегер, 1968).

Химический состав клинопироксенов из ортомагматических габброидов, вес. %

Оксид	176в	174б	272	515-1	514	186в	406а	509	509-1	67д	858	\bar{X}	σ
SiO ₂	45,95	48,10	49,90	50,25	50,85	51,70	52,90	51,15	52,10	51,56	51,28	50,52	1,97
TiO ₂	0,65	0,70	0,90	0,19	0,22	0,15	0,09	0,25	0,17	0,28	0,24	0,35	0,27
Al ₂ O ₃	4,45	2,01	2,54	4,00	3,72	2,87	2,10	2,41	2,87	2,72	2,96	2,97	0,78
Fe ₂ O ₃	1,98	0,25	0,95	н.о.	0,87	1,40	0,87	2,02	1,87	2,78	0,47	1,22	0,86
FeO	13,89	13,77	6,61	9,75	6,85	3,83	3,48	6,57	4,31	6,52	3,41	7,18	3,79
MnO	0,30	0,23	0,23	0,35	0,17	0,14	0,16	0,25	0,18	0,27	0,16	0,22	0,08
MgO	12,93	15,02	15,83	13,48	15,18	16,96	17,14	14,28	16,30	14,01	19,23	15,49	1,85
CaO	15,41	16,39	19,61	20,49	20,49	21,26	21,84	21,14	20,56	21,48	20,41	19,92	2,09
Na ₂ O	0,66	0,50	0,55	0,27	0,27	0,36	0,33	0,57	0,34	0,33	0,29	0,41	0,14
K ₂ O	0,15	0,07	0,05	0,02	0,03	0,06	0,04	0,06	0,08	0,04	0,09	0,06	0,04
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	0,15	0,25	0,30	0,07	0,03	0,13	н.о.	0,37	0,12	0,13
NiO	н.д.	н.д.	н.д.	н.о.	н.о.	0,13	0,05	0,05	0,05	0,02	0,01	н.д.	н.д.
CoO	„	„	„	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	„	„
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	н.о.	н.о.	0,06	0,04	0,08	0,05	н.о.	н.о.	„	„
H ₂ O ⁻	0,30	0,35	0,35	„	„	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0,31	„	„
H ₂ O ⁺	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	„	„	„	„	„	н.д.	„	„
П. п. п.	2,58	2,20	1,87	1,14	1,31	0,88	0,79	0,88	1,13	0,02	0,57	„	„
Сумма . . .	99,28	99,62	99,42	100,12	100,23	100,11	99,91	99,75	100,16	100,06	99,81	„	„

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Si	1,823	1,880	1,900	1,896	1,884	1,907	1,907	1,921	1,931	1,919	1,889	1,900	0,033
Al ^{IV}	0,177	0,090	0,100	0,104	0,116	0,093	0,053	0,079	0,069	0,081	0,111	0,098	0,032
Al ^{VI}	0,021	—	0,014	0,073	0,044	0,031	0,040	0,029	0,056	0,035	0,013	0,032	0,021
Ti	0,019	0,020	0,026	0,007	0,007	0,004	0,002	0,007	0,004	0,009	0,007	0,010	0,008
Fe ⁺³	0,059	0,010	0,027	—	0,054	0,040	0,027	0,063	0,053	0,076	0,004	—	—
Cr	—	—	—	0,004	0,008	0,008	—	—	0,003	—	0,013	—	—
Mg	0,765	0,880	0,900	0,757	0,840	0,936	0,940	0,799	0,900	0,776	1,055	0,868	0,092
Ni	—	—	—	—	—	0,004	—	—	—	—	—	—	—
Fe ⁺²	0,461	0,450	0,211	0,308	0,214	0,118	0,108	0,205	0,134	0,201	0,104	0,266	0,128
Mn	0,010	0,010	0,007	0,011	0,007	0,004	0,004	0,009	0,006	0,009	0,007	0,008	0,002
Ca	0,657	0,690	0,800	0,830	0,815	0,840	0,863	0,852	0,817	0,857	0,805	0,802	0,067
Na	0,051	0,040	0,040	0,023	0,022	0,027	0,022	0,036	0,020	0,022	0,022	0,030	0,012
K	0,008	0,004	0,002	0,001	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,002

Соотношение атомов

Mg	39,39	43,35	46,44	39,95	43,68	48,40	48,50	41,64	47,27	40,63	53,61	44,81	4,43
Fe	26,78	22,66	12,28	16,25	13,94	8,17	6,97	13,97	9,82	14,50	5,49	13,71	6,47
Ca	33,83	33,99	41,28	43,80	42,38	43,43	44,53	44,39	42,91	44,87	40,90	41,48	3,95
$\frac{(Fe^{+2}+Fe^{+3}) \cdot 100\%}{Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mg}$	40,47	52,27	20,91	28,92	24,19	14,44	12,56	25,12	17,20	26,31	9,29	22,47	12,61
$\frac{Ca \cdot 100\%}{Ca+Mg}$	47,47	43,95	47,06	52,30	49,24	47,30	47,86	51,61	47,58	52,48	43,51	48,21	3,02

Примечание. Место отбора образцов и наименование пород указаны в табл. 33.

Таблица 35

Параметры элементарной ячейки клинопироксенов габброидных пород, А

№ обр.	a	b	c	β	V
Из ортомагматических габброидов					
176в	9,734	8,928	5,247	105°56'	438,48
174б	9,731	8,917	5,243	106 26	436,33
272	9,731	8,924	5,245	106 11	437,44
515-1	9,779	8,935	5,268	105 59	442,53
514	9,770	8,929	5,264	106 04	441,30
186в	9,751	8,937	5,257	105 59	440,44
406а	9,755	8,931	5,257	106 00	440,28
509	9,751	8,928	5,254	105 56	439,83
509-1	9,754	8,931	5,246	105 54	439,54
867д	9,763	8,930	5,254	106 04	440,20
858	9,743	8,907	5,252	106 01	438,09
\bar{X}	9,751	8,927	5,253	105 59	439,40
σ	0,016	0,008	0,008	0'4	1,93

Из парамагматических габброидов

317в	9,756	8,928	5,258	105°55'	440,44
634	9,759	8,931	5,260	106 09	440,66
560	9,751	8,907	5,259	105 45	439,58

Сведения о содержании элементов-примесей в клинопироксенах габброидов даны в табл. 38. По сравнению с клинопироксенами некоторых

и результаты рентгенометрических исследований (табл. 35), согласно которым значения параметров элементарной ячейки этих клинопироксенов во всех случаях не выходят за пределы, допустимые для авгита (Гинзбург, 1970).

Судя по материалам, полученным при изучении клинопироксенов габброидных пород, клинопироксены ортомагматических габброидов по своим свойствам и составу заметно отличаются от клинопироксенов гипербазитов, в то время как клинопироксены парамагматических габброидов очень сходны с последними, будучи представлены сравнительно мало-железистыми разностями диопсид-геденбергитового ряда (табл. 36, 37). Статистический подсчет показал, что по коэффициенту железистости, рассчитанному по данным химических анализов, клинопироксены орто- и парамагматических габброидных пород имеют значимые отличия (порог вероятности 95%).

Таблица 36

Оптические свойства и состав клинопироксенов из парамагматических габброидных пород

№ обр.	Место отбора образца	Порода	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	+2V	cNg	Состав, мол. %	Компоненты, мол. %		
										En	Fs	Wo
47	Усть-Бельские горы	Троктолит с клинопироксеном	1,703	1,685	1,681	0,022	50	40	15	44	11	45
49	Там же	Плагноклаз-содержащий дунит с клинопироксеном	1,702	1,684	1,680	0,022	55	40	10	45	10	45
155	Тамватнэйские горы	Оливиновое габбро	1,702	1,684	1,679	0,023	56	42	8	44	9	47
560	Чирыйнайсские горы	То же	1,706	1,684	1,677	0,029	56	—	13	44	9	47
316н	Г. Серая	Габбро-норит	1,707	1,684	1,677	0,030	56	—	13	44	9	47
317в	„	„	1,705	1,683	1,675	0,030	57	—	13	44	9	47
633	Таловские горы	Оливиновое габбро	1,697	1,680	1,675	0,022	52	—	4	50	8	42
633б	Там же	То же	1,702	1,680	1,673	0,028	56	—	9	47	7	46
634	„	Плагноклаз-содержащий верлит	1,702	1,681	1,673	0,028	57	—	9	47	7	46
Средние значения			1,703	1,683	1,676	0,027	55	—	11	45	9	46

Примечание. Значения коэффициентов железистости вычислены тем же способом, что в табл. 33.

Химический состав клинопроксов из парамагматических габброидов, вес. %

Оксид	317в	634	560	47	49	\bar{X}	σ
SiO ₂	50,40	50,48	51,00	52,33	52,48	51,34	1,00
TiO ₂	0,28	0,21	0,37	0,76	0,33	0,39	0,22
Al ₂ O ₃	4,41	3,40	4,32	3,81	4,02	3,99	0,41
Fe ₂ O ₃	1,98	1,50	1,07	—	—	1,43	0,40
FeO	4,45	3,06	3,07	2,95	3,12	3,13	0,84
MnO	0,30	0,16	0,09	н.о.	сл.	0,11	0,13
MgO	14,84	18,26	16,58	14,85	16,59	16,22	1,43
CaO	21,58	20,41	22,18	22,45	22,50	21,76	0,83
Na ₂ O	0,36	0,28	0,24	1,18	1,17	0,65	0,48
K ₂ O	0,02	0,01	0,03	н.о.	сл.	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	н.о.	0,82	0,34	0,76	1,04	0,59	0,42
NiO	0,08	0,03	н.о.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
CoO	0,02	0,01	„	„	„	„	„
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,08	„	„	„	„
H ₂ O ⁻	н.о.	0,40	н.о.	„	„	„	„
H ₂ O ⁺	н.д.	0,78	0,73	„	„	„	„
П. п. п.	1,05	0,46	0,34	„	„	„	„
Сумма	99,83	100,29	100,44	98,79	101,25		

Количество понов в пересчете на 6(0)

Si	1,894	1,871	1,874	1,925	1,892	1,891
Al ^{IV}	0,106	0,129	0,126	0,075	0,108	0,109
Al ^{VI}	0,079	0,018	0,060	0,099	0,061	0,063
Ti	0,009	0,007	0,011	0,022	0,008	0,011
Fe ⁺³	0,059	0,040	0,031	—	—	—
Cr	—	0,022	0,009	0,022	0,030	—
Mg	0,831	1,011	0,905	0,816	0,892	0,891
Fe ⁺²	0,140	0,096	0,095	0,091	0,093	0,129
Mn	0,009	0,007	0,002	—	—	0,005
Ca	0,828	0,811	0,876	0,874	0,868	0,851
Na	0,027	0,022	0,018	0,084	0,083	0,047
K	0,002	0,002	0,002	—	—	0,002

Соотношение атомов

Mg	44,73	51,63	47,46	45,82	48,14	47,56
Fe	10,71	6,95	6,61	5,41	5,02	6,88
Ca	44,56	41,42	45,93	49,07	46,84	45,56
$\frac{(\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3})}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mg}} \cdot 100\%$	19,32	11,86	12,22	10,03	9,44	12,57
$\frac{\text{Ca} \cdot 100\%}{\text{Ca} + \text{Mg}}$	49,91	44,51	49,19	51,72	49,32	48,93

Примечание. Место отбора образцов и наименование пород указаны в табл. 36.

Содержание элементов-примесей в клинопироксенах из габброидных пород по данным спектрального анализа, г/т

№ обр.	Mn	Ti	Cr	Ni	Co	V	Cu	Ga	Mo	Sr	Sc	Zr	Pb	Zn	La	Y
Из ортомагматических габброидов																
516-1	2000	780	150	100	35	85	23	3	1	п.о.	200	5	3	200	10	н.о.
823-5	1000	1200	1000	130	18	50	80	3	2	300	300	1	3	50	10	,,
186в	850	680	3000	1000	15	84	26	сл.	3	п.о.	300	3	3	100	н.о.	,,
406а	860	400	700	100	20	52	8	,,	1	,,	300	1	сл.	30	,,	2
514	850	540	700	100	30	90	18	,,	7	,,	500	1	10	200	30	н.о.
858	900	620	3000	210	21	65	200	,,	1	300	300	1	5	50	н.о.	3
509	3000	1000	200	50	300	н.о.	30	1	3	п.о.	500	1	3	200	30	3
509-1	3000	2000	2000	300	300	,,	20	сл.	1	,,	400	4	3	50	10	н.о.
515-1	3000	2000	н.о.	30	300	,,	30	,,	1	,,	500	1	3	300	н.о.	,,
577-1	2000	1000	100	200	300	,,	30	,,	3	,,	30	3	3	100	,,	2
67д	5000	500	н.о.	400	300	,,	100	2	1	300	1000	2	н.о.	200	10	н.о.
Средние значения	2000	970	1000	200	150	85	50	1	2	300	400	2	3	150	20	2
Из парамагматических габброидов																
316н	3000	1000	300	1000	200	300	100	сл.	1	п.о.	300	1	2	100	20	1
317в	3000	2000	600	100	300	300	7	,,	1	,,	300	1	1	100	н.о.	н.о.
560	1000	1000	5000	700	300	300	10	,,	2	,,	300	1	1	30	,,	,,
634	3000	300	3000	300	100	300	30	,,	сл.	300	500	2	сл.	н.о.	,,	,,
Средние значения	3000	1000	4000	500	200	300	30	,,	1	—	300	1	1	100	—	—

Примечание. Для первых шести образцов первые семь элементов определены количественно, остальные — полуколичественно.

абброидных пород (Дир и др., 1965, табл. 24) изученные нами клинопироксены отличаются более высоким содержанием скандия и пониженным содержанием циркония.

Роговая обманка

Во многих случаях габброиды содержат роговую обманку в количестве от 1—3 до 10—15%. Минерал обычно образует удлиненные призматические или неправильной формы зерна, плеохроирующие от светло-зеленого до зеленого цвета, а также узкие реакционные (келифитовые) каймы на контактах зерен плагиоклаза с зернами пироксена и оливина. Иногда роговая обманка образует полные гомоосевые псевдоморфозы по клинопироксену.

Результаты оптического изучения роговых обманок сведены в табл. 39. Согласно данным химических анализов, роговая обманка из габброидных пород отличается достаточно высокой общей магнезиальностью (табл. 40). Образец 509-1 по соотношениям атомов в формульной единице $[Al]^4 : (Na + K)$ и $[Al]^4 : ([Al]^6 + Fe^{3+} + Ti)$ определен как обыкновенная роговая обманка (Дир и др., 1965). По этим же соотношениям образец 521-1 также может быть определен как обыкновенная роговая обманка, которая по сумме алюминия в шестерной координации, трехвалентного железа и титана приближается к эдениту. Наконец, образец 515-1 по тем же признакам заметно отличается от двух предыдущих. Фигуративная точка его состава фактически располагается на границе поля известных составов роговых обманок (Дир и др., 1965, фиг. 71, 72). Это связано с отно-

Оптические свойства роговых обманок из габброидных пород

№ обр.	Порода	Место взятия образца	N_g	N_p	$-2V$	cNg
509-1	Габбро-норит	Г. Серая	1,660	1,640	—	—
515-1	„	Чпынайские горы	—	—	81	—
521-1	Габбро	Там же	—	—	83	21
509	Габбро-норит	Г. Серая	1,653	1,635	75	17
514	„	Чпынайские горы	1,652	1,634	87	20
187в	„	Р. Хатырка	1,651	1,634	82	—
79а	„	Г. Красная	—	—	82	—
316н*	„	Г. Серая	1,654	1,634	87	—
825	„	Р. Илстая (мыс Валиж-ген)	1,655	1,635	82	—
30в	Габбро	Тамватнэйские горы	1,679	1,660	80	—
317в	Габбро-норит	Г. Серая	—	—	87	—

Таблица 40

Химический состав и параметры элементарной ячейки роговых обманок габброидных пород

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO
509-1	48,67	0,75	9,49	0,77	0,39	8,62	0,12	16,44	11,14	0,15
515-1	46,80	0,46	9,10	3,39	н.о.	12,09	0,37	14,54	9,39	н.о.
521-1	48,10	0,60	7,28	0,12	„	13,29	0,38	14,38	12,09	„

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	CO ₂	CoO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. л. п.	Сумма
509-1	1,07	0,05	0,11	0,04	0,14	н.о.	1,05	н.о.	0,97	99,97
515-1	0,56	0,03	н.о.	н.о.	н.о.	0,03	2,64	„	1,15	100,55
521-1	0,92	0,08	„	0,23	„	0,05	2,31	„	0,47	100,30

Количество ионов в пересчете на 24(O, OH)

Элемент	509-1	515-1	521-1
Si	7,043	6,774	7,018
Al ^{IV}	0,957	1,226	0,982
Al ^{VI}	0,660	0,322	0,281
Ti	0,087	0,052	0,070
Fe ⁺³	0,087	0,365	0,018
Mg	3,548	3,139	3,132
Fe ⁺²	1,043	1,461	1,623
Mn	0,009	0,052	0,053
Na	0,313	0,157	0,263
Ca	1,730	1,461	1,895
K	0,017	0,009	0,018
OH	1,043	2,539	2,246

Элемент	509-1	515-1	521-1
Mg. 100 %	75,7	62,6	64,9
Mg+Fe ⁺³ +Fe ⁺² +Mn			
a, Å	9,850±0,005	9,893±0,005	9,895±0,005
b, Å	18,084±0,003	18,060±0,003	18,119±0,003
c, Å	5,267±0,008	5,265±0,008	5,271±0,008
β	104°31'±4'	104°29'±4'	104°32'±4'

Примечание. Обр. 509-1 — роговая обманка из габбро (г. Серая). 515-1 — роговая обманка из габбро-норита (Чирынайские горы). 521-1 — роговая обманка из габбро (Чирынайские горы). Аналитик Е. Н. Жукова. Параметры элементарной ячейки рассчитаны по отражениям (461), (661), (3.11.0), (0.12.0), (002), (600). Аналитик Т. Н. Григорьева.

сительно малой суммой щелочей и заметно повышенной суммой алюминия в шестерной координации, трехвалентного железа и титана в данном образце. Таким образом, эта роговая обманка также может быть отнесена к типу обыкновенной, однако от предыдущих двух образцов она отличается предельными соотношениями указанных компонентов.

Вместе с тем отмеченные различия в химическом составе изученных роговых обманок не нашли своего явного отражения в их структуре, поскольку как по параметрам элементарной ячейки (табл. 40), так и по ИК-спектрам (рис. 22) они фактически идентичны.

Значительное сходство изученных роговых обманок устанавливается и термическим анализом. Термограмма одного из образцов роговых обманок показана на рис. 23. На кривых нагревания фиксируются два эндотермических эффекта. Один из них, приуроченный к интервалу температур 480—650°C, обусловлен, вероятно, удалением некоторой части конституционной воды (Дир и др., 1965).

Второй эндотермический эффект выражен отчетливыми острыми пиками на кривых ДТГ и ДТА и заметным уступом на кривой ТГ. Этот эффект хорошо проявлен на термограммах всех изученных образцов и приурочен к интервалу температур 1040—

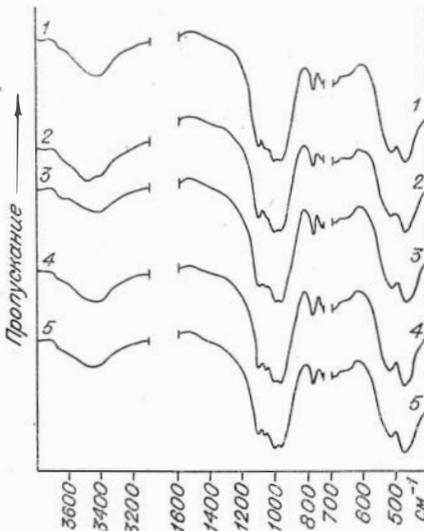


Рис. 22. Кривые ИК-спектров роговых обманок из габброидных пород:

1 — из габбро-норита (обр. 509-1, г. Серая); 2 — из габбро-норита (обр. 515-1, Чирынайские горы); 3 — из габбро (обр. 521-1, Чирынайские горы); 4 — из габбро-норита (обр. 509, г. Серая); 5 — из габбро-норита (обр. 316н, г. Серая). Снято на спектрометре UR-20. Препараты готовились по методу прессования таблеток со спектрально чистым КВг.

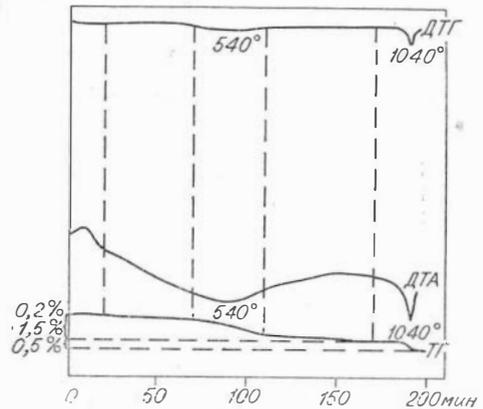


Рис. 23. Дериватограмма роговой обманки из габбро-норита, обр. 515-1 (навеска 400 мг, 1 дел. по ТГ=1 мг).

Содержание элементов-примесей в роговых обманках по данным полуколичественного спектрального анализа, г/т

№ обр.	Ga	Mo	Cu	Sc	Zr	Pb	Zn	Ba	Sr	La	Y	Yb	Ce
501-9	1	1	70	100	3	2	100	н.о.	н.о.	н.о.	3	сл.	н.о.
515-1	1	2	100	200	1	4	300	„	„	„	н.о.	н.о.	„
521-1	1	5	30	10	10	н.о.	200	„	„	10	1	„	„

1050°C. По-видимому, он связан не только с окончательной дегидратацией минерала, но и с полным разрушением его структуры.

Из элементов-примесей, в заметных количествах концентрирующихся в роговых обманках, отметим медь, цинк и скандий (табл. 41).

Таким образом, согласно полученным данным, амфибол, входящий в состав изучавшихся нами габброидных пород, представлен преимущественно обыкновенной роговой обманкой. Ее образование мы связываем с позднемагматическими процессами изменения габброидов.

Плагиоклаз

Плагиоклаз входит в состав как ортомагматических, так и парамагматических габброидов и является одним из главных их компонентов. Максимальные концентрации минерала встречаются в лейкократовых троктолитах, иногда приближающихся по составу к анортозитам. В меланократовых парамагматических габброидах, полевошпатсодержащих дунитах и перидотитах содержание плагиоклаза минимально.

В ортомагматических габброидах преобладают идиоморфные призматические выделения плагиоклаза, в парамагматических габброидах они отличаются резким ксеноморфизмом и выполняют интерстиции между зернами оливина и клинопироксена. В обоих типах габброидов зональность в плагиоклазах отсутствует, оптически не обнаруживается.

В некоторых случаях зерна плагиоклаза из ортогабброидов содержат закономерно ориентированные мельчайшие включения клинопироксена, которыми особенно богаты их внутренние зоны (табл. XXIV).

Согласно данным оптических исследований, плагиоклазы орто- и парагабброидов значительно отличаются по содержанию анортитового компонента. Вместе с тем диапазон колебаний этой величины более значителен в плагиоклазах парагабброидов:

Средний состав плагиоклазов (An), мол. %	Ортогабброиды	Парагабброиды
n	35	49
X	93,3	87,5
σ	2,0	6,7
Относительная частота (%) встречаемости двойникования по закону		
альбитовому	48	32
периклиновому	22	34
аклиновому	10	6
альбит-карлсбадскому	14	12
манебахскому	5	16
карлсбадскому	1	0
Количество замеров	96	50

В плагиоклазах ортогабброидов наблюдаются двойники преимущественно по альбитовому закону, в плагиоклазах парамагматических пород — по периклиновому и аклиновому. Это согласуется с обнаруженной ранее закономерностью (Лодочников, 1955; Соболев, 1954), согласно

Химический состав и оптические свойства плагиоклазов из ортомагматических габброидов

Окисел	1/186в	2/521-1	3/516-1	4/406а	5/67д	6/858	7/509	8/577-1	9/823-5	10/860	11/187в	12/824-3	13/637	14/825	15/633а
SiO ₂	43,25	43,25	44,25	42,70	44,24	44,16	43,47	45,75	46,56						
TiO ₂	п.о.	п.о.	п.о.	п.о.	0,04	п.о.	п.о.	п.о.	п.о.						
Al ₂ O ₃	33,12	34,11	34,88	35,54	35,30	34,36	34,14	33,89	32,86						
Fe ₂ O ₃	п.о.	п.о.	п.о.	п.о.	0,51	0,67	0,12	п.о.	0,55						
FeO	0,74	1,02	0,79	0,40	0,15	0,15	0,36	0,36	0,26						
MnO	0,04	0,04	п.о.	п.о.	п.о.	п.о.	0,05	п.о.	п.о.						
MgO	0,68	0,17	„	„	0,34	0,60	п.о.	0,08	0,60						
CaO	19,63	18,52	18,57	18,89	18,04	17,92	17,68	17,68	16,75	18,15	17,67	17,77	17,43	17,91	16,72
Na ₂ O	0,80	0,80	0,80	0,85	0,95	1,03	1,04	1,44	1,91	1,28	1,40	1,46	1,44	1,65	1,68
K ₂ O	0,07	0,06	0,04	0,12	0,16	0,10	0,40	0,12	0,05	0,06	0,16	0,09	0,20	0,13	0,38
P ₂ O ₅	0,17	0,12	0,19	0,19	п.о.	п.о.	0,20	0,04	п.о.						
H ₂ O ⁻	0,25	0,35	п.о.	0,15	„	0,28	0,33	п.о.	0,28						
H ₂ O ⁺	1,78	0,72	0,46	1,09	п.д.	1,03	1,67	0,50	п.о.						
Н. п. п.	0,13	0,69	0,13	п.о.	0,66	0,41	0,17	0,14	0,59						
Сумма	100,63	100,25	100,11	99,92	100,39	100,41	99,63	100,00	100,13						

Количество понов в расчете на 32(0)

Z	Si	8,182	8,182	8,281	8,080	8,178	8,270	8,322	8,467	8,611
	Al	7,386	7,591	7,685	7,909	7,689	7,573	7,678	7,378	7,178
X	Fe+3	—	—	—	—	0,067	0,090	0,023	—	0,089
	Ti	—	—	—	—	0,006	—	—	—	—
X	Mg	0,482	0,045	—	—	0,089	0,169	—	0,022	0,170
	Fe+2	0,113	0,159	0,124	0,068	0,022	0,022	0,057	0,006	0,044
	Na	0,295	0,295	0,292	0,318	0,333	0,360	0,368	0,511	0,689
	Ca	3,977	3,830	3,719	3,830	3,567	3,584	3,632	3,511	3,322
	K	0,041	0,041	0,040	0,023	0,044	0,022	0,092	0,022	0,040
	Z	15,568	15,773	15,966	15,989	15,940	15,933	16,023	15,845	15,878
	X	4,578	4,340	4,145	4,239	4,055	4,157	4,149	4,075	4,235

Расчет на мпалы, %

An	93,2	92,6	92,4	91,8	90,2	90,0	88,2	86,9	82,7	87,4	86,3	86,3	86,2	85,1	82,8
Ab	6,3	7,1	7,3	7,7	9,0	9,5	8,5	12,6	17,0	12,0	12,6	13,1	12,7	14,4	15,0
Or	0,5	0,3	0,3	0,5	0,8	0,5	2,3	0,5	0,3	0,6	1,1	0,6	1,1	0,5	2,2
Si : Al	1,108	1,078	1,078	1,022	1,064	1,092	1,084	1,148	1,200	—	—	—	—	—	—

Координаты оптических осей (градусы)

<i>BNg</i>	64,0	62,0	53,0	53,0	43,0	46,0	46,0	51,0	44,5	53,5	46,5	49,0	45,5	47,0	57,0
<i>BNm</i>	28,0	31,5	59,0	59,0	66,0	65,0	64,0	58,5	63,5	58,0	61,5	59,0	62,5	59,5	52,5
<i>BNp</i>	80,0	76,5	49,5	53,0	56,5	55,0	54,5	54,5	57,5	52,0	56,0	56,5	57,5	58,0	55,0
Ап, %	96	92	95	93	95	96	95	90	90	94	92	90	92	90	90
Символ закона двойникования	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	[010]	[010]	$\perp (010)$	$\perp (010)$	$\perp (010)$	[010]	$\perp (010)$	[010]	$\perp (010)$	[010]	$\perp (010)$	$\perp (010)$	[010]
Наименование закона двойникования	альбит-карлсбадский	альбит-карлсбадский	периклиновый	периклиновый	альбитовый	альбитовый	альбитовый	периклиновый	альбитовый	периклиновый	альбитовый	аклиновый	альбитовый	альбитовый	периклиновый

Примечание. 1/186в — в числителе — номер анализа, в знаменателе — номер образца. 1 — анортит из габбро-норита (р. Ягельная). 2 — анортит из роговообманкового габбро (Чирынайские горы). 3 — анортит из роговообманкового габбро-норита (Чирынайские горы). 4 — анортит из габбро-норита (шток на правом берегу р. Лозовки, бассейн р. Чирынай). 5 — анортит из габбро-норита (шток в истоке р. Линдретваам, бассейн р. Хатырки). 6 — анортит из оливнинового габбро (р. Ганкуваям, Таловские горы). 7 — битовнит из габбро-норита (г. Серая, верховье р. Чирынай). 8 — битовнит из габбро-норита (шток на правом берегу р. Майгыткоденысываамкай, бассейн р. Чирынай). 9 — битовнит из оливнинового габбро-норита (мыс Валижген). 10 — битовнит из оливнинового габбро (р. Ганкуваям, Таловские горы). 11 — битовнит из габбро-норита (шток в верховье р. Четкинпаям, бассейн р. Хатырки). 12 — битовнит из оливнинового габбро (мыс Валижген). 13 — битовнит из оливнинового габбро-норита (р. Ганкуваям, Таловские горы). 14 — битовнит из габбро-норита (мыс Валижген). 15 — битовнит из габбро-норита (р. Ганкуваям, Таловские горы). Аналитичи Е. Н. Жукова (анализы 1—4, 7, 8), Э. С. Гулецкая (анализы 10—15), Г. Г. Балашина (анализы 5, 6, 9).

Химический состав и оптические свойства плагиоклазов из парамагматических габброидов

Оксид	1/560	2/634	3/716н	4/208	5/316н	6/155	7/49	8/607	9/633	10/47	11/4	12/5	13/839
SiO ₂	42,25	43,28	44,96	45,80	42,35								
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.								
Al ₂ O ₃	35,66	32,96	32,64	33,34	33,39								
Fe ₂ O ₃	н.о.	0,47	0,71	0,18	0,13								
FeO	0,25	0,19	0,12	0,31	0,36								
MnO	0,04	0,02	н.о.	н.о.	0,04								
MgO	н.о.	0,77	0,43	0,17	0,60								
CaO	20,10	17,68	17,56	16,99	15,45	19,58	16,72	17,43	17,67	17,91	16,72	16,72	15,04
Na ₂ O	0,47	1,35	1,66	1,95	1,86	1,32	1,19	1,68	1,79	2,01	2,44	2,51	1,41
K ₂ O	0,04	0,14	0,05	0,41	0,98	0,06	0,04	0,24	0,09	0,02	0,05	0,11	1,77
P ₂ O ₅	0,26	н.о.	н.о.	0,08	0,17								
H ₂ O ⁻	0,35	0,41	0,29	0,10	0,15								
H ₂ O ⁺	1,03	2,61	1,30	1,10	4,18								
П. н. п.	0,15	0,36	0,35	0,33	0,31								
Сумма	100,60	100,24	100,07	100,76	99,97								
Количество ионов в расчете на 32(0)													
Z {	Si	7,989	8,287	8,489	8,562	8,294							
	Al	7,955	7,448	7,273	7,348	7,718							
	Fe ⁺³	—	0,069	0,091	0,022	0,024							
	Ti	—	—	—	—	—							

X	Mg	0,006	0,218	0,125	0,045	0,176							
	Fe ⁺²	0,045	0,034	0,010	0,045	0,059							
	Na	0,159	0,506	0,614	0,697	0,706							
	Ca	4,068	3,632	3,557	3,404	3,247							
	K	0,010	0,023	0,010	0,090	0,235							
	Z	15,944	15,804	15,853	15,932	16,036							
X	4,299	4,413	4,316	4,281	4,423								

Расчет на мпалы, %

An	95,7	87,3	85,5	80,3	77,1	88,8	88,2	84,1	84,0	82,9	78,8	78,4	76,1
Ab	3,8	12,2	14,2	17,6	16,8	10,7	11,2	14,6	15,5	16,6	20,6	21,1	13,1
Or	0,5	0,5	0,3	2,1	6,1	0,5	0,6	1,1	0,5	0,5	0,6	0,5	10,8
Si : Al	1,004	1,113	1,167	1,165	1,075	—	—	—	—	—	—	—	—

Координаты оптических осей (градусы)

<i>BN_g</i>	52,0	49,0	38,0	68,5	53,0	41,0	50,0	46,5	47,5	49,0	41,5	46,0	50,0
<i>BN_m</i>	60,0	62,0	66,0	26,0	56,5	66,5	58,0	49,5	62,0	62,0	62,0	62,0	58,0
<i>BN_p</i>	52,0	54,5	62,0	76,5	52,5	58,5	56,0	59,0	56,0	55,5	62,0	57,0	56,0
Ап, %	95	94	87	95	91	86	75	90	93	80	81	80	88
Символ закона двойникования	[010]	⊥(010)	⊥(001)	⊥[001] (010)	[010]	⊥(001)	⊥[100] (010)	⊥(010)	⊥(010)	⊥[100] (010)	⊥(010)	⊥(001)	[010]

Наименование закона двойникования	периклиновый	альбитовый	мансбахский	альбит-карлсбадский	периклиновый	мансбахский	альбит-эстеральский	альбитовый	альбитовый	альбит-эстеральский	альбитовый	мансбахский	периклиновый
-----------------------------------	--------------	------------	-------------	---------------------	--------------	-------------	---------------------	------------	------------	---------------------	------------	-------------	--------------

Примечание. 1/560 — в числителе номер анализа, в знаменателе — номер образца. 1 — аюртит из оливинового габбро (Чирынайские горы). 2 — битовнит из оливинового габбро (Таловские горы). 3 — битовнит из троктолита (мыс Валингген). 4 — битовнит из лейкократового габбро (Пекульнейские горы). 5 — битовнит из бронзитсодержащего габбро (г. Серая). 6 — битовнит из оливинового габбро (Тамватнойские горы). 7 — битовнит из плагиокласосодержащего дунита (Усть-Бельские горы). 8 — битовнит из троктолита (мыс Валингген). 9 — битовнит из меланократового троктолита (Таловские горы). 11 — битовнит из троктолита (Усть-Бельские горы). 12 — битовнит из габбро (Усть-Бельские горы). 13 — битовнит из лейкократового троктолита (мыс Валингген). Аналитики Е. Н. Жукова (анализ 5), Э. С. Гулецакая (анализы 1, 4, 6—13), Г. Г. Балакина (анализы 2, 3).

Таблица 44

Среднее содержание кальция, натрия и калия в плагиоклазах габброидных пород, вес. %

Окисел	Плагиоклазы из ортогабброидов (n=15)		Плагиоклазы из парагабброидов (n=13)	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
CaO	17,98	0,78	17,35	1,40
Na ₂ O	1,24	0,37	1,66	0,54
K ₂ O	0,14	0,11	0,38	0,60

химических анализов (табл. 45). Статистические же расчеты позволили обнаружить значимость различий. Прежде всего, это несколько большая величина средних квадратических отклонений (σ) для кальция, натрия и калия (и соответственно для анортитового, альбитового и ортоклазового компонентов) в плагиоклазах парагабброидов. Значимые различия средних значений, рассчитанные по критериям Стюдента и Фишера, устанавливаются для содержания натрия при пороге вероятности 95 %.

Содержание ортоклазового компонента в плагиоклазах обеих разновидностей габброидов невелико и большей частью не превышает 0,5 мол. %. Однако в отдельных пробах плагиоклазов из троктолитов было обнаружено до 11 мол. % ортоклазового компонента (табл. 43, анализ 13).

Для получения более полной информации о составе плагиоклазов габброидных пород мы изучили распределение в них важнейших элементов-примесей. Результаты анализов (табл. 46) свидетельствуют о том, что плагиоклазы парамагматических разновидностей по сравнению с плагиоклазами ортогабброидов более богаты марганцем, хромом, стронцием и отчасти лантаном, но беднее титаном, ванадием, медью. Различия по остальным элементам-примесям незначительны. Повышенные содержания хрома в плагиоклазах парагабброидов вполне закономерны и согласуются с представлением об образовании этих пород вследствие полевошпатизации гипербазитов, в которых хром содержится в значительных количествах.

Плагиоклаз, как известно, является концентратом стронция, изоморфно замещающего кальций. Для плагиоклазов среднего состава (20—50 % An) устанавливается положительная корреляционная

которой в богатых кальцием плагиоклазах метаморфических и метасоматических пород преобладает двойникование по периклиновому и аклиновому закону.

Химические анализы (табл. 42, 43) подтвердили результаты оптических исследований и показали существенные различия между плагиоклазами обоих типов габброидов в содержании отдельных компонентов как по большим выборкам, составленным из неполных анализов (табл. 44, рис. 24), так и по малым выборкам, составленным из полных

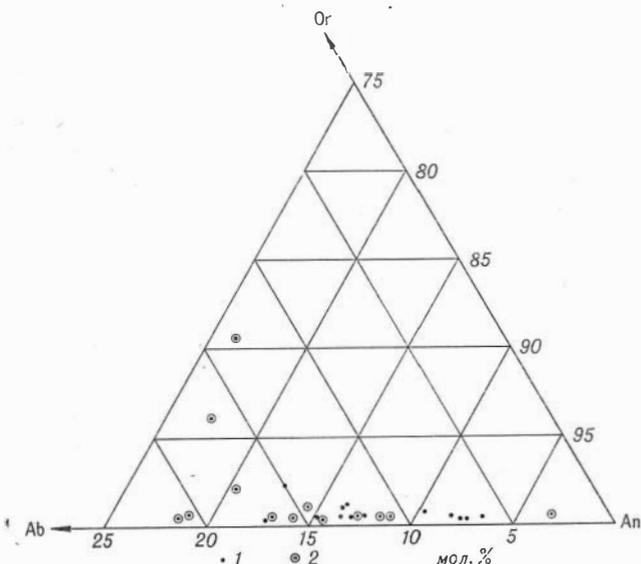


Рис. 24. Соотношение главных компонентов в плагиоклазах ортомагматических (1) и парамагматических (2) габброидов. На график нанесены данные 28 химических анализов (табл. 42, 43).

связь между содержаниями стронция и кальция (Шоу, 1969). Судя по полученным нами данным, эта тенденция сохраняется и в более основных плагиоклазах (рис. 25).

Относительно повышенные содержания титана в плагиоклазах ортогабброидов находятся в прямом соответствии с представлениями о первично магматической природе этих пород. В плагиоклазсодержащих гипербазитах и других разностях парамагматических образований плагиоклаз, по-видимому, всегда будет содержать меньшие количества титана.

По содержанию бора обе разновидности плагиоклазов близки, хотя и обнаруживается тенденция к более высокой концентрации этого элемента в плагиоклазах парагабброидов. Следует отметить, что во всех образцах плагиоклазов, отобранных из габброидов г. Серой (верховье р. Лозовки), обнаружены аномально высокие концентрации бора.

Плагиоклазы из габброидных пород были подвергнуты рентгенометрическому анализу на дифрактометре УРС-50И на медном излучении (апатитик Л. М. Кривошукская). Установлены существенные различия между плагиоклазами орто- и парагабброидов. В области углов 29—30° практически у всех плагиоклазов из парамагматических габброидов максимум, отвечающий отражению (131), сопровождается дополнительным в той или иной степени отчетливо разрешенным отражением, отвечающим межплоскостному расстоянию 3,04 Å. На дифрактограммах плагиоклазов ортомагматических габброидов это отражение обычно отсутствует, как и

Таблица 45

Среднее содержание главных компонентов в плагиоклазах

Элемент	Плагиоклазы из ортогабброидов (n=9)		Плагиоклазы из парагабброидов (n=5)	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
Si	8,286	0,164	8,324	0,223
Al	7,563	0,217	7,548	0,283
Na	0,385	0,133	0,536	0,226
Ca	3,608	0,245	3,582	0,310
K	0,027	0,027	0,074	0,096
Z	15,879	0,140	15,914	0,089
X	4,219	0,160	4,346	0,067
An	88,14	3,45	83,65	5,57
Ab	10,99	3,29	14,46	4,55
Or	0,81	0,64	1,89	3,10
Si : Al	1,097	0,003	1,105	0,068

Примечание. Расчеты выполнены по данным табл. 42 и 43.

Таблица 46

Содержание элементов-примесей в плагиоклазах, г/т

Элемент	Плагиоклазы парамагматических габброидов (n=13)				Плагиоклазы ортомагматических габброидов (n=16)			
	число случаев	макс. со-держ.	мин. со-держ.	сред. со-держ.	число случаев	макс. со-держ.	мин. со-держ.	сред. со-держ.
Mn	10	450	50	125	16	160	60	92
Ti	10	370	250	294	16	400	220	308
Cr	5	80	1	18	9	40	1	12
Ni	10	35	5	17	16	70	1	19
Co	5	1	1	—	8	10	1	3
V	10	23	10	15	16	40	10	20
Cu	10	90	3	21	16	85	2	30
Sr	13	3000	500	1054	16	1000	300	600
Pb	2	6	2	—	2	8	2	—
Mo	3	1	0,5	1	4	1	0,5	1
Sn	1	5	—	—	0	—	—	—
Zn	13	10	1	2	12	2	1	1
Sc	1	—	—	1	3	3	1	2
B	10	7	0,5	3	16	5	0,5	2
La	13	100	10	28	15	50	10	25

Примечание. Содержание Mn, Cr, Ti, Ni, Co, V, Cu, Pb, Sn, B определено количественным спектральным анализом, остальных элементов — полуколичественным.

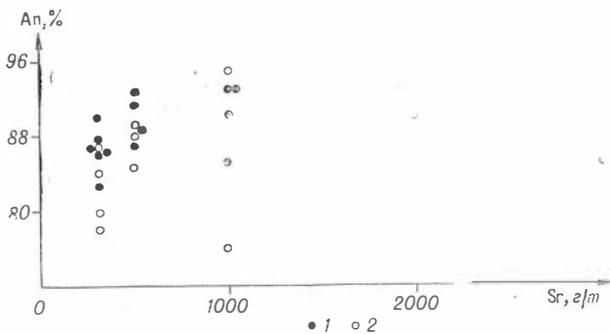


Рис. 25. Зависимость содержания стронция от содержания анортитового компонента в плагиоклазах ортомагматических (1) и парамагматических (2) габброидных пород.

рая обычно отсутствует в плагиоклазах ортогабброидов. Дешифрирование дифрактограмм показало, что такой дополнительной фазой может быть калишпат (табл. 47). Последний, по-видимому, образует в плагиоклазе парагабброидов неразличимые под микроскопом криптоантипертиты. Одновременно удалось установить, что соответствующие калишпату отражения особенно отчетливы именно у тех образцов плагиоклазов из парагабброидов, которые содержали повышенные концентрации калия (см. табл. 43, образцы 839, 208, 49, 316-н).

Присутствие криптоантипертитов в плагиоклазах исследованных габброидных пород было подтверждено рядом дополнительных исследований.

Прежде всего возможное влияние криптоантипертитов было изучено по дифрактограммам искусственных смесей. Для этого был взят плагиоклаз (обр. 823-5) с минимальным содержанием ортоклазового компонента (около 0,3 мол. %). На его дифрактограмме отсутствует отвечающее калишпату дополнительное отражение 3,04 Å. Этот плагиоклаз в определенных пропорциях смешивался с калишпатом, содержащим 60 % ортоклазовой составляющей. Из указанных образцов плагиоклаза и калишпата были составлены три смеси (вес. %): А — плагиоклаза 99 % и калишпата 1 %; Б — соответственно 95 и 5 % и В — 90 и 10 %. На дифрактограмме смеси А отражение 3,07 Å оказалось нераздвоенным, однако появилось очень слабой интенсивности дополнительное отражение 4,20 Å. На дифрактограмме смеси Б и особенно В рядом с отражением 3,07 Å присутствует интенсивный пик, соответствующий отражению с межплоскостным расстоянием 3,04 Å, принадлежащему калишпату.

отражения с межплоскостным расстоянием 4,28, 3,71, 3,47 и 3,25 Å. Последние не всегда достаточно отчетливо выражены и на дифрактограммах плагиоклазов парамагматических габброидов (табл. 47).

Полученные рентгенометрические данные позволили предположить, что в составе плагиоклазов парагабброидов присутствует дополнительная фаза, кото-

Таблица 47

Рентгенограммы плагиоклазов из парамагматических и ортомагматических габброидов

1		2		3		
<i>I</i>	<i>d</i> , n(Å)	<i>I</i>	<i>d</i> , n(Å)	(<i>hkl</i>)	<i>I</i>	<i>d</i> , n(Å)
10	6,43	10	6,43		2	6,46
10	4,67	10	4,67		1	4,66
5	4,28	—	—		6	4,21
25	4,03	15	4,05		—	—
10	3,90	10	3,91		3	3,97
30	3,76	30	3,77		5	3,80
5	3,71	—	—		4	3,71
20	3,62	30	3,62		—	—
15	3,47	—	—		5	3,478
5	3,41	10	3,46		—	—
15	3,36	20	3,35		4	3,364
30	3,25	—	—		5	3,298
30	3,24	30	3,24		—	—
100	3,20	100	3,20		10	3,26
90	3,18	90	3,18		—	—
30	3,13	25	3,12		—	—
15	3,07	20	3,05	131	—	—
15	3,04	—	—		4	3,025
25	2,95	35	2,95		5	2,964
15	2,84	25	2,84	131	5	2,902
10	2,67	10	2,66			
10	2,57	20	2,53			
25	2,53	25	2,51			

Примечание. 1 — битовнит из парамагматической габброидной породы, 2 — битовнит из ортомагматической габброидной породы, 3 — калишпат (Браун, 1965).

Таким образом данный, эксперимент свидетельствует о том, что присутствие на дифрактограммах основных плагиоклазов дополнительного отражения (d/n 3,04 Å) рядом с отражением ($\bar{1}\bar{3}1$) (d/n 3,07 Å) может указывать на содержание в них криптоантипертитовых вростков калишпата.

На следующем этапе наших исследований навески из двух образцов плагиоклазов из парагаббро с четко разветвленными пиками отражения ($\bar{1}\bar{3}1$) подверглись отжигу при различных температурах (рис. 26). С повышением температуры отжига постепенно уменьшается интенсивность отражения 3,04 Å, принадлежащего калишпату, до полного исчезновения его при температуре 1000°C. По-видимому, это обусловлено «гомогенизацией» криптоантипертитов, которая полностью заканчивается при температуре около 1000°C. Результаты опыта согласуются с экспериментальными данными по системе ортоклаз — анортит, в соответствии с которыми ниже температуры 1040 ± 20 °C в этой системе твердый раствор обязательно распадается на две самостоятельные фазы — анортит и ортоклаз (Заварицкий, Соколов, 1961.)

Возможное присутствие криптоантипертитовых выделений калишпата в плагиоклазах габброидов было проверено также с помощью рентгеноспектрального микроанализатора типа MS-46 (аналитик Ю. Г. Лаврентьев). В 9 зернах плагиоклаза из различных парамагматических габброидов и 7 зернах плагиоклаза из ортомагматических габброидов исследовалось распределение калия и кальция. Обнаружено, что обычно в плагиоклазах обоих типов габброидов калий распределен неравномерно. Особенно четко неравномерность распределения калия выражена в плагиоклазе парамагматических габброидов. Несколько зерен плагиоклаза из габброидов этого типа с содержанием K_2O 1,77% были сняты в лучах калия и кальция (табл. XXV, а, б). Как показал анализ, обособленные участки внутри зерен отличаются резко повышенным содержанием K_2O (до 8—10%), что вполне соответствует возможному содержанию калия в калишпате (Дир и др., 1966). Эти участки, очевидно, и представляют собой криптоантипертитовые вростки. Особенно четко такие вростки видны на фотоснимке, снятом в лучах кальция (табл. XXV, б).

Таким образом, результаты проведенных экспериментов, а также изучения на микроанализаторе равномерности распределения в плагиоклазах калия и кальция вполне согласуются с результатами рентгенометрических исследований, с помощью которых была установлена преимущественная приуроченность криптоантипертитовых вростков калишпата к плагиоклазам парамагматических габброидов.

Кроме того, удалось обнаружить различия между плагиоклазами ортомагматических и парамагматических габброидов по данным ИК-спектроскопии. Эти исследования проводились на двухлучевом спектрометре системы UR-20 в области спектра 400—1400 cm^{-1} . Препараты готовились по методу прессования таблеток со спектрально чистым KBr (аналитик Л. Т. Ковалева). Выяснилось, что ИК-спектры плагиоклазов

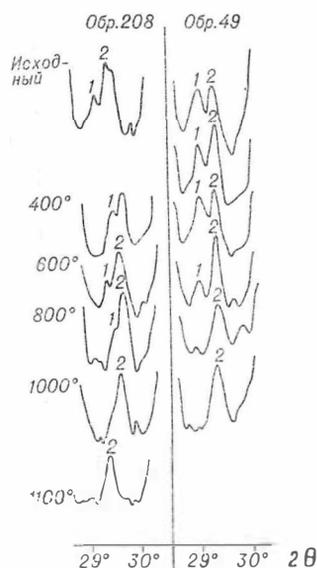


Рис. 26. Характер изменения дифрактограмм плагиоклазов парагабброидов при отжиге в течение 3 ч при различных температурах (1 — отражение 3,04 Å, принадлежащее калишпату, 2 — отражение 3,07 Å ($\bar{1}\bar{3}1$), принадлежащее плагиоклазу).

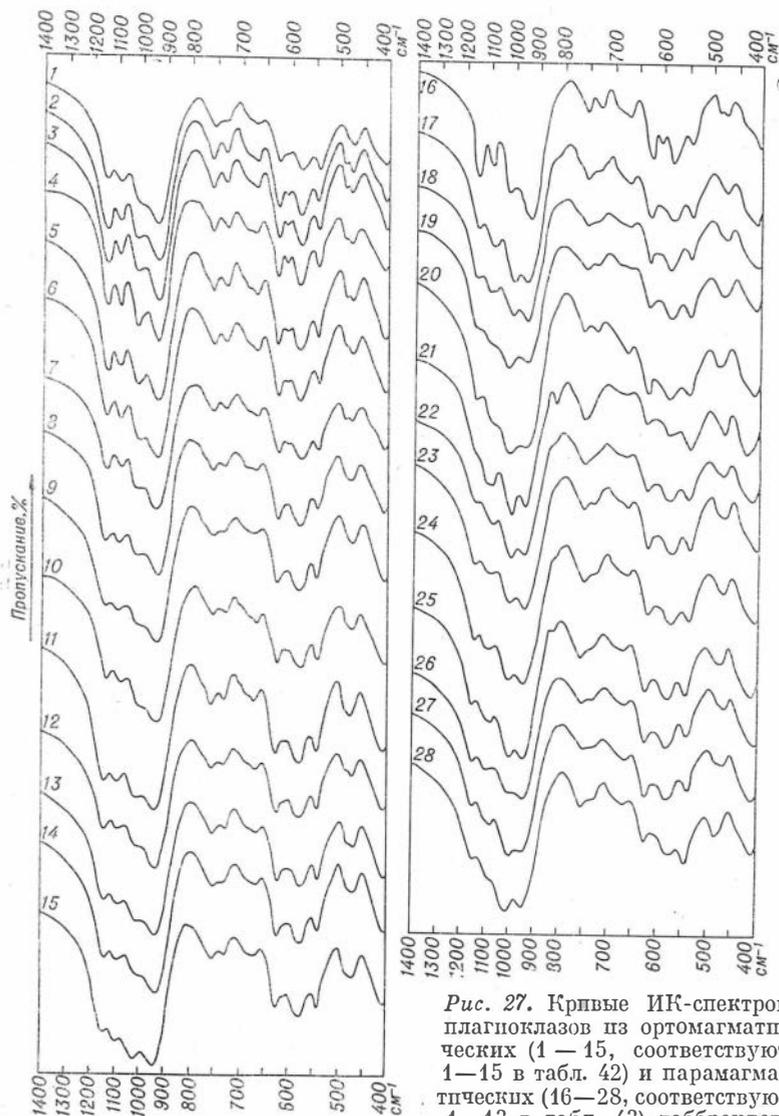


Рис. 27. Кривые ИК-спектров плагиоклазов из ортомагматических (1 — 15, соответствуют 1—15 в табл. 42) и парамагматических (16—28, соответствуют 1—13 в табл. 43) габброидов.

пара- и ортогабброидов имеют специфические особенности. Положение полосы 625 см^{-1} , чувствительной к содержанию анортитового компонента (Thompson, Wadsworth, 1957), в пределах точности записи прибора ($\pm 2\text{ см}^{-1}$) остается постоянным, что согласуется с относительно устойчивым содержанием анортитового компонента в плагиоклазах обеих групп габброидов. Как видно на рис. 27, по числу полос поглощения и их положению плагиоклазы и пара- и ортомагматических габброидов не обнаруживают заметных различий. Однако эти различия легко выявляются при сравнении соотношений интенсивности четырех максимумов поглощения главной силикатной полосы: 930 , 1015 , 1100 и 1150 см^{-1} . Так, у плагиоклазов из ортогабброидов полоса 930 см^{-1} всегда наиболее интенсивна, затем в порядке уменьшения интенсивности следуют полосы 1015 , 1100 и 1150 см^{-1} . У плагиоклазов парагаббро характер соотношений интенсивностей существенно иной. Во-первых, у них интенсивность полос 930 и 1015 см^{-1} обычно либо одинакова, либо у полосы 1015 см^{-1} даже несколько

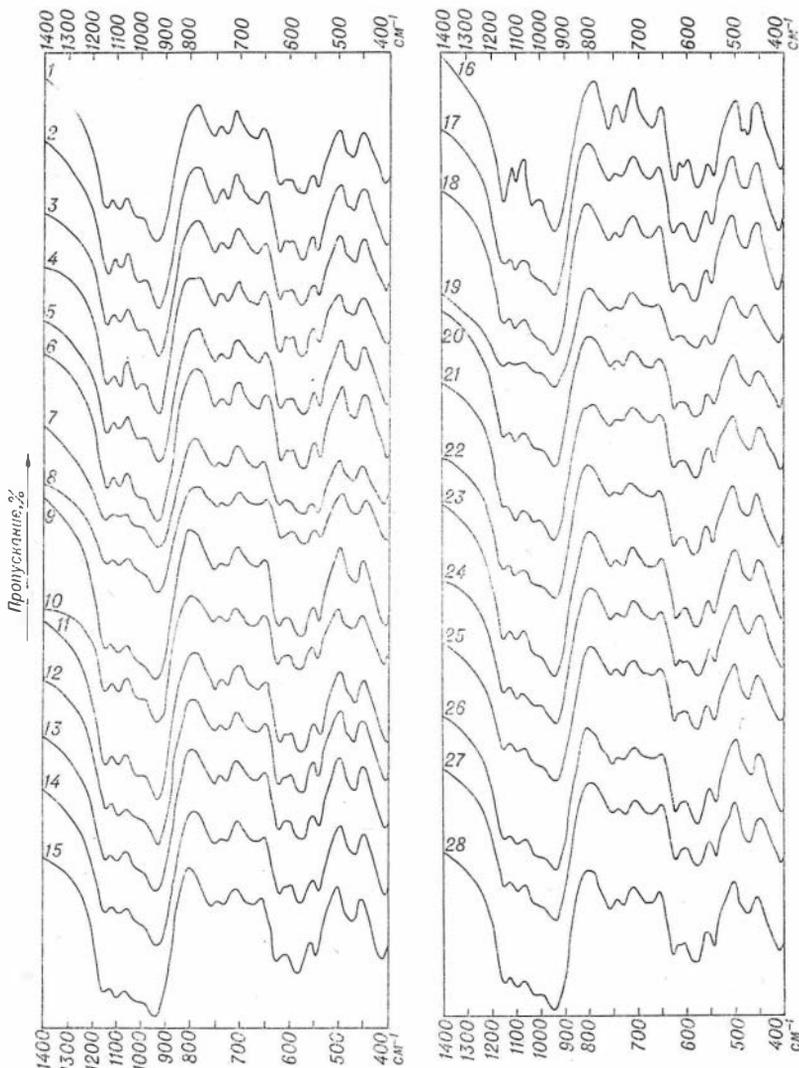


Рис. 28. Кривые ИК-спектров плагиоклазов (тех же, что на рис. 27), отожженных при температуре 1060°C в течение 16 ч и охлажденных до 20°C в течение 5 ч (номера кривых соответствуют рис. 27).

выше, чем у полосы 930 см^{-1} . Во-вторых, полосы 1100 и 1150 см^{-1} обладают примерно равной между собой, но всегда заметно меньшей интенсивностью по сравнению с полосами 930 и 1015 см^{-1} . Исключение составляет кривая 16 (рис. 27), которая несколько отличается от остальных кривых ИК-спектров плагиоклазов из парамагматических габброидов.

Для выяснения причин указанных различий в ИК-спектрах мы воспользовались методом отжига. После отжига при температуре 1100°C характер ИК-спектров плагиоклазов из ортомагматических габброидов практически не изменился, если не считать исчезновения нескольких полос очень слабой интенсивности. После аналогичного отжига плагиоклазов из парамагматических габброидов изменения в их ИК-спектрах ожазались более существенными. Это выразилось главным образом в заметном изменении относительной интенсивности максимумов поглощения в главной силикатной полосе, которые стали почти аналогичными таковым

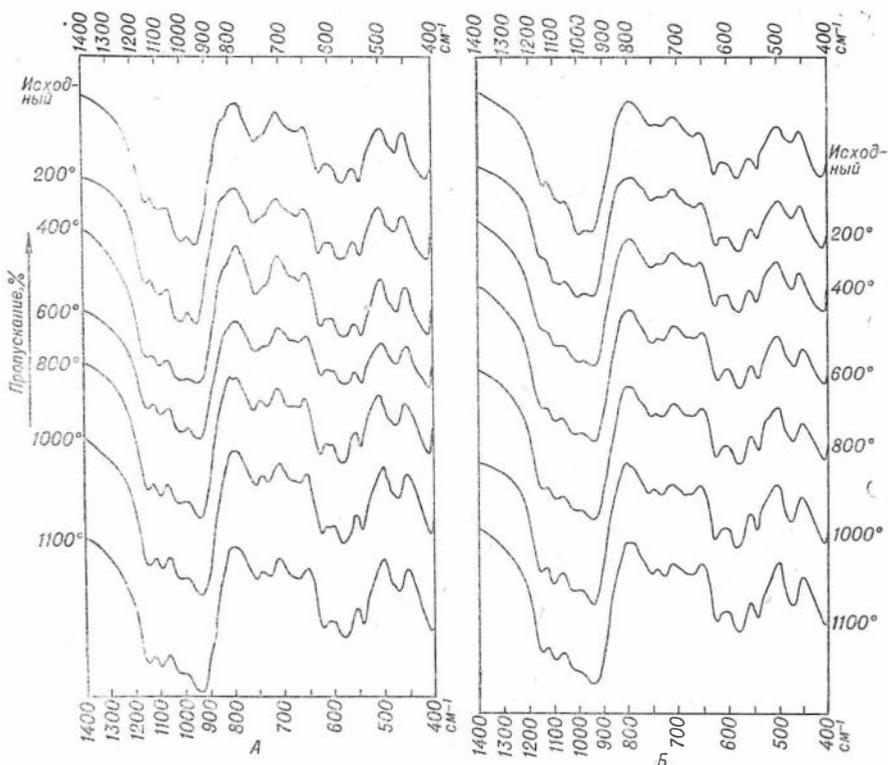


Рис. 29. Характер изменения кривых ИК-спектров плагиоклазов парамагматических габброидов при 3-часовом отжиге при различных температурах, время охлаждения до 20°C — 3 ч (А — плагиоклаз из оливнивого габбро, обр. 633, Б — плагиоклаз из троктолита, обр. 5).

в плагиоклазах ортогабброидов (рис. 28). Было установлено также, что изменения в характере кривых ИК-спектров плагиоклазов парагабброидов становятся тем существеннее, чем выше температура отжига. Наиболее значительные превращения в структуре минерала приурочены к интервалу $400\text{--}800^{\circ}\text{C}$ (рис. 29). Кроме того, такой отжиг при различных температурах обнаруживает постепенность увеличения разрешения максимумов в главной силикатной полосе, а также в полосе $748\text{--}760\text{ см}^{-1}$ при одновременном резком увеличении интенсивности полосы 930 см^{-1} .

Различия между плагиоклазами пара- и ортомагматических габброидов по ИК-спектрам, очевидно, не связаны с содержанием главных компонентов в плагиоклазах, поскольку по этому признаку плагиоклазы выделенных групп габброидов различаются не столь существенно. Учитывая то, что выявленные различия заключаются главным образом в степени интенсивности полос поглощения в главной силикатной полосе, можно предположить, что они обусловлены структурными причинами, и в первую очередь наличием примесных фаз, в частности криптоантипертитовыми вростками калишпата. Относительная стабильность ИК-спектров плагиоклазов из ортомагматических габброидов после отжига, а также уподобление им ИК-спектров плагиоклазов парагабброидов могут свидетельствовать о том, что структура последних находится в более устойчивом (упорядоченном) состоянии по сравнению с плагиоклазами ортогабброидов и что в результате отжига эта устойчивость нарушается, и вследствие этого структура плагиоклазов из парагабброидов по своему характеру приближается к структуре плагиоклазов из ортогабброидов. По нашему мнению, одной из причин указанной особенности

Химический состав, параметры элементарной ячейки и элементы-примеси аксессуарных магнетитов из габброидных пород

Оксид	1/509	2/515-1	3/516-1	4/521-1	5/577-1	6/67 д	7/560
SiO ₂	2,70	3,80	4,60	3,85	3,40	1,70	2,22
TiO ₂	2,73	3,75	7,96	2,25	5,64	2,60	0,42
Al ₂ O ₃	2,42	3,38	3,03	1,98	0,43	0,86	0,37
Fe ₂ O ₃	58,23	56,87	49,81	58,24	46,67	60,97	} 97,24
FeO	29,90	29,37	30,13	29,52	40,20	31,26	
MnO	0,203	0,375	0,344	0,044	0,375	0,22	н.д.
MgO	0,75	1,07	0,83	0,66	0,69	0,22	0,66
CaO	0,72	0,72	0,96	1,43	0,72	0,96	0,48
N ₂ O	0,13	0,16	0,16	0,18	0,16	0,19	н.д.
K ₂ O	0,09	0,09	0,08	0,10	0,08	0,08	,,
P ₂ O ₅	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
H ₂ O ⁻	0,20	0,30	0,25	0,30	0,20	0,15	0,83
NiO	0,100	0,010	0,046	0,015	0,031	0,01	0,046
CoO	0,030	0,011	0,078	0,025	0,027	н.д.	0,031
Cr ₂ O ₃	0,50	0,30	1,63	0,48	1,28	0,11	н.д.
V ₂ O ₅	1,38	0,1	0,30	1,21	н.о.	0,74	,,
Li ₂ O	0,033	0,031	0,033	0,033	0,033	0,030	,,
Сумма	100,11	100,24	99,94	100,32	99,94	100,10	101,10

Количество понов в пересчете на 32(0)

Si	0,789	1,092	1,317	1,112	1,034	0,499
Al	0,842	1,144	0,992	0,348	0,145	0,321
Cr	0,105	0,070	0,376	0,104	0,327	0,036
Fe ⁺³	12,765	12,342	10,672	12,654	10,594	13,620
Ti	0,596	0,815	1,710	0,504	1,270	0,588
V	0,316	н.д.	н.д.	0,174	н.д.	0,178
Mg	0,316	0,468	0,342	0,278	0,308	0,089
Fe ⁺²	7,294	7,090	7,166	7,144	10,159	7,755
Mn	0,053	0,086	0,068	0,017	0,109	0,053
Ca	0,210	0,208	0,308	0,452	0,218	0,321

Элементы-примеси, г/т

Mo	5	5	4	5	5	н.д.
Cu	10	50	20	30	30	,,
Zr	7	3	5	7	5	,,
Zn	200	200	300	200	100	,,
Sc	н.д.	н.д.	1	1	1	,,

Параметр элементарной ячейки

a, Å	8,406	8,406	8,394	8,410	8,406	—
------	-------	-------	-------	-------	-------	---

Примечание. 1/509 — в числителе — номер анализа, в знаменателе — номер образца. 1 — титанистый магнетит из габбро-норита (г. Серая). 2, 3, 5 — то же (Чирьнайские горы). 4 — титанистый магнетит из габбро (Чирьнайские горы). 6 — титанистый магнетит из габбро-норита (р. Хатырка). 7 — магнетит из парамагматического оливинового габбро (Чирьнайские горы; состояние окисления железа неизвестно). Аналитик Э. С. Гулецкая. Содержание элементов-примесей приводится по данным полуквантитативного спектрального анализа.

структуры изученных плагиоклазов является характер распределения в них калия. Иначе говоря, особенности формы кривых ИК-спектров этих плагиоклазов в основном обусловлены присутствием в них криптоантипертитовых вростков калишпата.

Хотя некоторые исследователи (Deroulede e. a., 1964; Bachtiger, 1967) считают, что богатые кальцием плагиоклазы не обнаруживают термолюминесцентных свойств, мы попытались выявить различия плагиоклазов из пара- и ортогабброидов. Методика исследований и их результаты подробно изложены в работе Ф. П. Леснова и А. И. Серебренникова (1971). Здесь лишь кратко сформулируем полученные выводы, этих исследований.

1. Плагиоклазы, содержащие 80—96 мол. % анортитовой молекулы, вопреки прежним представлениям, обладают термолюминесценцией, хотя и менее интенсивной, чем кислые и средние члены пзоморфного ряда плагиоклазов, но вполне достаточной, чтобы быть измеренной современными приборами.

2. Природные образцы высококальциевых плагиоклазов характеризуются двумя максимумами термовысвечивания: при 330—360 и 220—250°C. У искусственно облученных рентгеновскими лучами плагиоклазов наряду с отмеченными обнаруживаются еще два максимума: при 80—120 и 135—190°C.

3. Между плагиоклазами пара- и ортогабброидов существуют статистически значимые различия величин общей светосуммы термовысвечивания, что свидетельствует о наличии значимых различий между ними в степени насыщенности микродефектами. Этот вывод относится прежде всего к тепловым дефектам, проявившимся при температурах 135—190 и 80—120°C.

4. Можно предполагать, что различия в характере термолюминесценции между плагиоклазами пара- и ортогабброидов обусловлены, кроме того, разным качественным и количественным составом элементов-примесей в них.

По приведенным ниже типоморфным признакам плагиоклазы ортомагматических габброидов отличаются от плагиоклазов парамагматических габброидов, что свидетельствует о различных условиях образования. Это может служить важным аргументом в пользу предположения о различном генезисе ортомагматических и парамагматических габброидных пород, пространственно ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами.

Плагиоклазы парагабброидов

1. Широко распространен периклиновый закон двойникования
2. Несколько повышенное содержание Na_2O
3. Значительная дисперсия содержания K_2O , Na_2O и CaO
4. В числе элементов-примесей содержат относительно повышенные количества марганца, хрома, стронция
5. Значительное распространение криптоантипертитов калишпата, диагностирующихся на дифрактограммах по раздвоению пика 3,07 Å (131), и по наличию участков обогащения калием, определяемых на микрозонде
6. На ИК-спектрах полосы 930 и 1015 см^{-1} имеют одинаковую интенсивность либо полоса 1014 см^{-1} имеет большую интенсивность, чем полоса 930 $^{-1}$

Плагиоклазы ортогабброидов

- Широко распространен альбитовый закон двойникования
- Пониженное содержание Na_2O
- Малая дисперсия содержания K_2O , Na_2O и CaO
- Содержат повышенные количества титана
- Почти полное отсутствие криптоантипертитов калишпата
- На ИК-спектрах полоса 930 см^{-1} обычно интенсивнее, чем полоса 1015 см^{-1}

7. Интенсивная термостимулированная люминесценция, свидетельствующая о большой насыщенности кристаллической решетки минерала примесными и особенно тепловыми микродефектами

Сравнительно низкая интенсивность термостимулированной люминесценции

Магнетит

Магнетит в качестве акцессорного минерала присутствует в ортомагматических габброидах почти повсеместно, причем содержание его обычно составляет не более 0,5% объема породы. В единичных случаях наблюдались повышенные концентрации магнетита (до 15%). Минерал образует мелкие идиоморфные зерна, располагающиеся как внутри главных породообразующих минералов, так и в интерстициях между ними. В парамагматических габброидах магнетит присутствует главным образом в виде вторичного продукта, образовавшегося при серпентинизации оливина.

Как следует из табл. 48, акцессорные магнетиты ортомагматических габброидов достаточно однородны по содержанию главных компонентов. Правда, необычно высоко содержание закисного железа в пробе 577-1, что может быть предположительно объяснено присутствием в составе магнетита этой пробы примеси ульвошпинели в виде зерен распада твердого раствора. В пользу такого предположения свидетельствует достаточно высокое содержание титана в этой пробе, а также некоторый избыток катионов по сравнению с идеальной формулой магнетита. Следует отметить, что почти все изученные нами акцессорные магнетиты из ортогабброидов содержат повышенное количество титана, что позволяет определять их как титанистые магнетиты (Дир и др., 1966). В отличие от акцессорных магнетитов ортогабброидов магнетит из оливинового парагаббро, образовавшийся при серпентинизации оливина (проба 560), содержит гораздо меньшее количество титана.

Параметр элементарной ячейки a оказался для большинства исследованных магнетитов близким по величине. Вместе с тем он выше, чем у эталонного магнетита — $8,396 \text{ \AA}$ (Дир и др., 1966). Вероятно, такое увеличение параметра ячейки магнетита обусловлено вхождением в его структуру некоторого количества магния (Копылова, Петухов, 1968).

В качестве элементов-примесей акцессорные магнетиты из габброидных пород содержат медь, цинк, молибден, цирконий и скандий (табл. 48).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ АПОГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ПОРОДЫ

К этой группе пород мы относим серпентиниты, пироксениты, арнежиты, гранат-амфибол-пироксеновые (эклогитоподобные), мономинеральные амфиболовые породы, а также талькиты, актинолититы, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы. Вероятно, сюда же следует отнести и отмеченные Г. Г. Кайгородцевым (1966) в составе Усть-Бельского гипербазитового массива жиллоподобные тела кортландитов и даваннитов. Наибольшим распространением пользуются серпентиниты, которые обнаружены во всех массивах, значительно реже встречаются пироксениты, еще реже — гранат-амфибол-пироксеновые образования. Остальные породы были встречены в единичных пунктах. Все они располагаются только в пределах выходов гипербазитовых массивов и, за исключением серпентинитов, образуют жилы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Для пироксенитов, кроме того, характерны образования штокверкового типа и дайкоподобные тела. Последние достигают мощности 20 м и имеют протяженность от десятков до первых сотен метров. Иногда пирок-

ксениты и эклогитоподобные породы образуют линзообразной и неправильной формы тела или полосы, которые локализуются в тектонически ослабленных зонах, в краевых частях ультраосновных массивов или же на участках контакта гипербазитов с прорывающими их интрузиями габброидов.

Петрографическая характеристика

Серпентиниты

В пределах гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы серпентиниты распространены весьма широко. Изучены они до последнего времени были крайне слабо. В работах М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко (1960), А. Ф. Михайлова (1960, 1062), Г. Г. Кайгородцева (1961, 1966), Г. А. Закржевского (1963) и др. приводятся лишь самые общие сведения о составе и распространении серпентинитов среди ультраосновных массивов изученного нами района. Этот пробел свойствен не только исследованиям Северо-Востока СССР, но и большинству других работ, посвященных альпинотипным гипербазитам Советского Союза. Недостаток этот объясняется прежде всего сложностью диагностики отдельных модификаций серпентиновых минералов и несовершенством существующих их классификаций. Только сравнительно недавно благодаря детальным рентгеноструктурным исследованиям Э. Уиттэкера и Дж. Зуссмана (Whittaker, Zussman, 1956) удалось выявить надежные диагностические критерии для определения главных разновидностей серпентиновых минералов и предложить критерии для их классификации. Однако эта классификация не учитывает текстурно-морфологические особенности серпентинов, их оптические, термические и другие свойства и поэтому при минералого-петрографических исследованиях может быть использована лишь частично для подразделения группы серпентиновых минералов на основные подгруппы: лизардит, антигорит и хризотил.

Спустя десятилетие в Советском Союзе появилась более совершенная классификация минералов группы серпентина, разработанная В. Р. Артемовым и Г. А. Ковалевым (1967), основанная на данных рентгеноструктурного анализа, дополненных морфологическими, физическими и оптическими признаками, характерными для отдельных модификаций серпентиновых минералов. Однако приведенные в этой классификации параметры элементарной ячейки серпентиновых минералов в силу их большой близости не могут быть надежно использованы в классификационных целях для выделения минеральных разновидностей, а в некоторых случаях даже минеральных видов внутри отдельной подгруппы серпентинов (например, в подгруппе хризотила). Этот недостаток классификации В. Р. Артемов и Г. А. Ковалев восполняют тем, что в основу подразделения минеральных разновидностей серпентина кладут не только данные рентгеноструктурного анализа, но и морфологические и другие свойства. Имеются и другие недостатки у обсуждаемой классификации, а именно ее необоснованная дробность — выделены такие минеральные разновидности, как «лизардит апооливиновый», «лизардит апопироксеновый» или «хризотил породообразующий» и т. д. Позднее В. Р. Артемов (1970) предложил новый вариант своей классификации, из которой он исключил оптические характеристики серпентиновых минералов. Это, на наш взгляд, еще более усложнило применение классификации для диагностики минералов группы серпентина, так как выделение монофракций отдельных разновидностей серпентинов, необходимых для получения надежных результатов рентгеноструктурного анализа, в большинстве случаев практически невозможно.

Вопрос о классификации серпентиновых минералов специально обсуждался на втором Уральском петрографическом совещании (Тр. 2-го Уральского петрографического совещания, 1969). Однако и там он не

нашел удовлетворительного решения. Рекомендованная совещанием классификация минералов неприемлема хотя бы потому, что в ней не находит места такой распространенный серпентинный минерал, как лизардит. Отнесение его к α -хризотилу не оправдано, так как самостоятельное существование этого минерального вида в группе серпентинных минералов доказано не только данными рентгеноструктурного анализа, но и всем комплексом применяемых в современной петрографии физических и оптических методов исследований. И хотя в вопросе выделения лизардита имеются спорные положения, касающиеся прежде всего характера кристаллической структуры и надежности некоторых констант при оптической его диагностике, нам представляется, что на данном уровне познания минералов группы серпентина выделение лизардита в качестве самостоятельного минерального вида, несомненно, будет способствовать более углубленному изучению этой сложной минеральной группы. Далее, выделение в предложенной Уральским совещанием классификации в качестве самостоятельной классификационной единицы такой разновидности серпентина, как «изотропный серпентин», нельзя считать удачным, так как любая модификация серпентинных минералов может быть срезана по такому сечению, что окажется в шлифе изотропной. Наконец, фигурирующий в предложенной классификации термин «бастит», как теперь установлено, может быть представлен любой из трех главных разновидностей серпентина — лизардитом, антигоритом и хризотилом. Поэтому морфологический термин «бастит» при детальном минералого-петрографических исследованиях должен быть дополнен названием того минерального вида, который образует гомоосевую псевдоморфозу по ромбическому пироксену, как предлагают В. Р. Артемов и Г. А. Ковалев (1967), В. Р. Артемов (1970).

Существующие классификации минералов группы серпентина нуждаются в дальнейшем совершенствовании, прежде чем найдут всеобщее признание. В настоящее же время наиболее приемлема, как мы полагаем, классификация В. Р. Артемова и Г. А. Ковалева (1967), в которой выделяются три основные подгруппы минералов группы серпентина: лизардит, антигорит и хризотил, подразделяющиеся на минеральные виды и разновидности. Нами при детальном минералого-петрографических исследованиях использовалась классификация, предложенная этими авторами.

Изучение серпентинитов из гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы позволило установить в них следующий ряд серпентинных минералов: лизардит (двух генераций), антигорит (двух генераций), бастит антигоритовый (иногда хризотилловый), хризотил, хризотил-асбест и офит (жильный низкодвупреломляющий бесструктурный серпентин). В зависимости от преобладания того или иного серпентинного минерала все изученные серпентиниты подразделены на три основные петрографические разновидности: лизардитовые, антигоритовые и смешанного состава. Среди последних наибольшим распространением пользуются антигорит-лизардитовые и лизардит-антигоритовые разновидности. Серпентиниты, содержащие хризотил или офит, встречаются крайне редко. Они обнаружены в небольшом количестве только в некоторых нацело серпентинизированных массивах Хатырского и Западно-Чукотского гипербазитовых поясов. В табл. 1 показано распространение разновидностей серпентинитов в изученных нами гипербазитовых массивах Анадырско-Корякской складчатой системы.

Как видно из этой таблицы, основные петрографические разновидности серпентинитов в различных соотношениях встречаются почти в каждом гипербазитовом массиве. В размещении их внутри ультраосновных тел устанавливается определенная зональность, которая особенно отчетливо прослеживается в крупных гипербазитовых массивах (Чирынайском, Тамватнэйском, Красногорском, Куюльском и Усть-Бельском) и выра-

жается в следующем. Центральные части этих массивов обычно сложены слабо серпентинизированными перидотитами и дунитами, в которых серпентин представлен петельчатым лизардитом I генерации*. В направлении к краевым частям степень серпентинизации пород постепенно увеличивается, лизардитовые петли приобретают ленточное строение, а оливин и ортопироксен внутри петель замещаются лизардитом второй генерации. Далее к контактам породы постепенно переходят в лизардитовые серпентиниты с характерной петельчато-пластинчатой микроструктурой. На этой стадии процесс серпентинизации может закончиться, если породы не испытывают в последующем гидротермально-метасоматических преобразований. Об этом убедительно свидетельствуют наблюдения над контактовыми взаимоотношениями между гипербазитовыми массивами и вмещающими их осадочно-вулканогенными породами. Характерным примером может служить ультраосновной массив г. Красной, в котором на контакте с вмещающими породами существенно преобладают лизардитовые серпентиниты и только в северо-восточной части массива, в районе выходов мелких тел и даек основного и кислого состава, рвущих и метаморфизирующих гипербазиты, появляются смешанные антигорит-лизардитовые и лизардит-антигоритовые серпентиниты. Последние, в свою очередь, секутся мелкими жилками хризотил-асбеста.

Аналогичная картина наблюдается и в контакте гипербазитов с прорывающими их крупными интрузивами габброидов и гранитоидов: лизардитовые серпентиниты постепенно замещаются антигоритом, и появляется сперва полоса антигорит-лизардитового, а затем лизардит-антигоритового состава. Ближе к контакту эти разности сменяются чисто антигоритовыми серпентинитами, последние секутся, как правило, жилками колломорфного офита или хризотил-асбеста. Кроме того, антигоритовые серпентиниты на контактах с гранитоидными интрузивами иногда замещаются споповидным агрегатом хризотила. Помимо этого, в зонах непосредственного контакта гипербазитов с интрузирующими их габброидами или гранитоидами серпентиниты подвергаются амфиболизации, оталькованию, карбонатизации и хлоритизации.

Приведенная схема зонального размещения различных петрографических разновидностей серпентинитов в гипербазитовых массивах Анадырско-Корякской складчатой системы является наиболее характерной. Вместе с тем иногда удается наблюдать, как по микротрещинкам и спайности совершенно свежих оливинов и пироксенов развиваются не связанные друг с другом удлиненные пластиночки и иголки антигорита. Они имеют более высокие показатели преломления, чем антигориты, образующиеся в результате изменения лизардитов. Описываемый антигорит рассматривается нами как ранние генерации серпентина, образующиеся по первичным пороодообразующим минералам гипербазитов. Указания на развитие раннего антигорита непосредственно по оливинам и пироксенам ультраосновных пород можно найти в работах Г. В. Пинуса и др. (1958), В. Р. Артемова (1970), Д. С. Штейнберга (1969) и др. Эти факты говорят о том, что процесс серпентинизации ультраосновных пород не всегда начинается с образования петельчатого лизардита, в определенной физико-химической обстановке серпентинизация гипербазитов может начаться с появления антигорита. Перейдем к краткой петрографической характеристике разновидностей серпентинитов.

Лизардитовые серпентиниты широко распространены во всех крупных массивах гипербазитов. В мелких полностью серпентинизированных телах они в количественном отношении подчинены лизардит-антигоритовым и антигоритовым разностям.

* Под термином «петельчатый» здесь и далее подразумевается не габитус минерала, а характер выполнения им петлевидных трещин в оливине и ортопироксене.

Макроскопически они представлены темно-зелеными или зелеными породами скрытокристаллического сложения с раковистым или неровным изломом и жирным блеском. Главным пороодообразующим минералом этих серпентинитов является лизардит. В качестве второстепенных минералов могут присутствовать магнетит, хлорит, тальк, карбонат, амфибол (чаще тремолит), гидроокислы железа. В апоперидотитовых разностях в виде крупных пластинок размером до 3—5 мм встречается также антигоритовый бастит. Нередко в серпентинитах сохраняются реликты оливина, пироксенов и хромшпинелидов. Микроструктуры лизардитовых серпентинитов обычно определяются наличием в них лизардита первой (петельчатый) и второй генерации (пластинчатый или ленточный). В зависимости от преобладания в породе той или иной разновидности минерала образуется петельчатая, пластинчато-петельчатая или пластинчатая микроструктура. Петельчатая характерна для частично лизардитизированных дунитов и перидотитов, когда внутри петель сохраняются реликты оливина и пироксенов (табл. XXVI, XXVII).

Иногда лизардитовые петли как бы нарастают друг на друга, образуя сложнопетельчатые микроструктуры. В лизардитовых серпентинитах с пластинчато-петельчатой микроструктурой участки внутри петель сложены низкодвупреломляющим лизардитом второй генерации. Последний замещает зерна оливина и пироксенов и в некоторых сечениях имеет псевдоволокнистое строение с радиально-лучистым или параллельным расположением «волокон», имеющих отрицательное удлинение. Иногда петли лизардита настолько разрастаются в ширину, что петельчатый характер породы затушевывается и микроструктура серпентинита приобретает пластинчатый или конвертообразный облик (табл. XXVIII).

Петли в лизардитовых серпентинитах, если порода в дальнейшем не подвергалась воздействию гидротермально-метасоматических процессов, не имеют просечек (шнуров) с дисперсным магнетитом. Наблюдения показывают, что такие просечки, как правило, развиваются в серпентинитах сложного состава и заключены не в самом лизардите, а в тончайшей ниточке серпентина (антигорита?) с положительным удлинением псевдоволокон, приуроченной чаще всего к центральной трещинке петли. Это обстоятельство ставит под сомнение сингенетичность образования петель лизардита и серпентинитовых просечек внутри последних. В то же время изложенные факты позволяют высказать предположение о том, что первые стадии серпентинизации, сопровождающиеся образованием лизардита, протекают в условиях дефицита кислорода, когда выделение магнетита становится затруднительным. Совершенно очевидно, что в таких условиях должны возникать серпентины с повышенной железистостью. В данном случае это подтверждается более высокими показателями преломления петельчатого лизардита по сравнению с другими, образовавшимися позднее серпентинами. Прямая же связь показателя преломления серпентинитовых минералов с содержанием окислов железа показана многими авторами (Корнилов, 1961; Дир и др., 1966, и др.).

Исследования поведения железа в процессе серпентинизации гипербазитов, проведенные А. Н. Тимофеевым и В. В. Тимофеевой (1960), Д. С. Штейнбергом и И. А. Малаховым (1964), Л. Д. Булькиным (1969), Д. С. Штейнбергом и др. (1969), Г. Н. Судиловским (1969), также показывают, что ранняя стадия процесса серпентинизации протекает почти без выделения магнетита. Д. С. Штейнберг и др. (1969) считают, что освобождающееся на этом этапе серпентинизации окисное железо остается в силикатной форме и входит в решетку серпентина. Таким образом, наши наблюдения относительно отсутствия магнетитовых просечек в начальной стадии лизардитовой серпентинизации гипербазитов подтверждаются исследованиями в других районах Советского Союза.

Антигоритовые серпентиниты имеют темно-зеленую, иногда почти черную окраску и микрокристаллическое сложение. Они распространены меньше, чем лизардитовые и лизардит-антигоритовые серпентиниты, с обычно приурочены к зонам непосредственных контактов гипербазитов с прорывающими их интрузивами основного и кислого состава. Образуются они чаще всего за счет перекристаллизации лизардитовых серпентинитов. Это подтверждается тем, что в направлении от контактов с габброидами или гранитоидами степень антигоритизации лизардитовых серпентинитов резко падает. Иногда, как отмечалось, антигорит развивается по оливинам и пироксенам гипербазитов, но тогда породы серпентинизируются лишь частично и антигоритовые серпентиниты не образуются.

В антигоритовых серпентинитах основным породообразующим минералом является антигорит, среди которого местами иногда сохраняются реликты первичных минералов ультраосновной породы — оливина, пироксенов и хромшпинелидов. В качестве второстепенных минералов в них присутствуют волокнистый амфибол (актинолит-тремолит), тальк, карбонаты и хлорит. Особенностью антигоритовых серпентинитов является большое разнообразие микроструктур. Наиболее часто встречаются игльчатая, чешуйчатая, пластинчатая, пламевидная, решетчатая, бластопорфировая и др. (табл. ХХІХ, ХХХ). Последняя образуется в серпентинизированных перидотитах за счет псевдоморфоз антигоритового бастита по ромбическому пироксену (табл. ХХХІ). Особо следует отметить щеткообразные жилки антигорита, встреченные нами среди интенсивно антигоритизированных дунитов в Усть-Бельском, Пекульнойском и других массивах (табл. ХХХІІ). На фотографии видно, как тонкие, субпараллельно вытянутые иглочки и пластинки антигорита (с положительным удлинением, $2V_{Np} \approx 30^\circ$) в виде щеток растут перпендикулярно трещинкам, выполненным лизардитом (удлинение отрицательное, $2V_{Np} \approx 0^\circ$) с тонкодисперсными скоплениями магнетита, интенсивно замещающая как ранее существовавший лизардит, так и свежий оливин. Антигоритовые щетки, в свою очередь, иногда рассечены более поздними жилочками микрочешуйчатого антигорита.

Другие из упомянутых микроструктур антигоритовых серпентинитов детально охарактеризованы в работах Г. В. Пинуса и др. (1958), В. Р. Артемова и др. (1967), В. Р. Артемова (1970).

Серпентиниты смешанного состава имеют наиболее широкое распространение, занимая в массивах обычно промежуточное положение между зонами лизардитовых и антигоритовых серпентинитов. Пространственно они приурочены либо к краевым частям массивов, либо к экзоконтактовым участкам габброидных или гранитоидных тел. В последнем случае антигоритовые серпентиниты замещаются хризотиловыми и офитовыми разностями.

В зависимости от преобладания той или иной модификации серпентина среди характеризуемых серпентинитов могут быть выделены антигорит-лизардитовые, лизардит-антигоритовые, хризотил-лизардит-антигоритовые, хризотил-офит-антигоритовые и другие разновидности. В качестве второстепенных минералов среди них встречаются хромшпинелиды, магнетит и реликты оливина и пироксенов. Из вторичных образований присутствуют хлорит, тальк, тремолит, карбонат, реже брусит.

Цвет и текстурный рисунок серпентинитов смешанного состава весьма разнообразны. Это обусловлено не только составом входящего в породу серпентина, но и интенсивностью прошедшего процесса серпентинизации, а также характером последующих гидротермально-метасоматических преобразований. Обычно серпентиниты смешанного состава окрашены в зеленые цвета с различными оттенками. В приконтактовых участках и зонах тектонических нарушений встречаются узкие, шириной от нескольких

до первых десятков метров, полосы офит-лизардитовых или офит-антигоритовых серпентинитов, иногда с жилками хризотил-асбеста. Эти серпентиниты обычно светлые желто-зеленые с голубоватым оттенком. Они, как правило, рассланцованы и имеют скорлуповатую или чечевицеподобную отдельность: мелкие линзочки более плотного темноокрашенного лизардит-антигоритового серпентинита как бы цементируются более светлым колломоρφным офитом. Для этих серпентинитов очень характерны зеркала скольжения.

По мере удаления от контакта порода приобретает более плотное скрытокристаллическое сложение и, как правило, темно-зеленую, иногда черную с зеленым оттенком окраску. Состав таких серпентинитов обычно существенно антигорит-лизардитовый или лизардит-антигоритовый.

Микроструктуры серпентинитов смешанного состава очень разнообразны и резко меняются иногда даже в пределах одного шлифа, что обусловлено прежде всего преобладанием в породе той или иной разновидности серпентина. Однако исходной породой почти всегда являются лизардитовые серпентиниты.

Основная масса антигорита образуется в основном за счет перекристаллизации лизардита, а часть — за счет первичных оливина и пироксенов. Антигоритом в большинстве случаев сложены и гомоосевые псевдоморфозы серпентина по ромбическому пироксену. Исключение составляют баститы из приконтактных участков Пекульнейского и Куюльского массивов, где они иногда представлены хризотилом. В этих местах обнаружено большое количество мелких жилок хризотил-асбеста и крупных спонвидных агрегатов хризотила, достигающих в поперечнике 5—7 мм. Последние развиваются по лизардиту и антигориту (табл. XXXIII) и вне связи с жилками хризотил-асбеста не встречаются. Как хризотил, так и хризотил-асбест обычно развиваются в экзоконтактных частях интрузивов габброидов и гранитоидов. Количество их резко возрастает по мере приближения к зонам контактов.

Среди серпентинитов смешанного состава некоторых ультраосновных массивов Хатырского гипербазитового пояса, а также Чирынайского и Усть-Бельского массивов в единичных случаях встречен брусит. Количество его не превышает 1—2% объема породы. Брусит образует мелкие пластинчатые кристаллы размерами десятки доли миллиметра, развивающиеся по антигоритовым или офитовым жилкам, секущим основную ткань породы. Судя по оптическим свойствам брусита ($Ng' = 1,585 - 1,590$, $Np' = 1,567 - 1,575$, $Ng' - Np' = 0,015 - 0,018$, $2V_{Ng} = 0^\circ$, удлинение отрицательное), он относится к ферробруситу (Бетехтин, 1951). В серпентинитах Хатырских гипербазитовых массивов с бруситом ассоциирует магнезиальный карбонат. В Усть-Бельском массиве антигоритовые жилки с бруситом отмечаются среди частично серпентинизированных дунитов. Упоминаемые Г. Г. Кайгородцевым (1966) в этом массиве пироксен-амфиболовые жилы, содержащие до 30% брусита, нами не обнаружены.

Как было отмечено выше, в числе новообразований, развивающихся по серпентинитам, помимо брусита, встречаются хлорит, карбонат, тальк, тремолит и некоторые другие. Все эти продукты гидротермально-метасоматической переработки серпентинитов в ультраосновных массивах Анадырско-Корякской складчатой системы по структуре, составу и генезису мало чем отличаются от подобных образований в хорошо изученных гипербазитовых массивах других районов Союза (Пинус и др., 1958, 1966; Артемов и др., 1966, 1967; Артемов, 1970; Соболев, 1952, и др.). Поэтому ниже остановимся на краткой характеристике только тех из них, которые наиболее широко распространены в изученных массивах.

Одним из таких минералов является хлорит. Хлоритсодержащие серпентиниты распространены очень широко. Хлоритом замещаются все петрографические разновидности серпентинитов. Он замещает как

лизардит в петлях в частично серпентинизированных дунитах и перидотитах центральных участков гипербазитовых массивов, так и серпентины антигоритовых серпентинитов и серпентинитов смешанного состава из краевых частей ультраосновных тел. Процесс хлоритизации серпентинитов проявляется наиболее интенсивно в контактовых зонах гипербазитов и более поздних интрузивов основного и кислого состава. Здесь часто на месте ранее существовавших серпентинитов образуются тальк-хлоритовые, карбонат-хлоритовые или существенно хлоритовые породы. Встречающиеся в них хлориты по своим оптическим свойствам относятся либо к клинохлору, либо к пеннину. Клинохлор образует удлиненные пластинки или розетки, обладающие синевато-серыми, иногда коричневато-серыми цветами интерференции. Оптические свойства его: $Ng' = 1,591$, $Np' = 1,583$, $Ng' - Np' = 0,008$, $cNg = 0^\circ$, $2V_{Ng} = 50 - 60^\circ$, удлинение отрицательное (табл. XXXIV). Пеннин дает сплошные чешуйчатые агрегаты, обладающие аномальной коричневато-бурой или фиолетово-синей интерференционной окраской и относительно низким двупреломлением. Оптические константы минерала: $2V_{Np} = 0 - 20^\circ$, $Nm = 1,580 - 1,585$, удлинение положительное.

Процессы карбонатизации и оталькования серпентинитов обычно очень тесно связаны между собой. Особенно ярко проявляются они на контактах серпентинитов с рвущими их интрузиями кислого состава. В этих случаях образуются тальково-карбонатные породы. Апосерпентинитовая природа их устанавливается по наличию незамещенных реликтов серпентинитовых минералов и присутствию в них реликтов хромшиннелидов. Карбонат в таких породах чаще всего представлен железосодержащим магнезитом ($No = 1,708 - 1,710$, $Ne = 1,517 - 1,520$, $No - Ne = 0,189 - 0,190$), реже кальцитом ($No = 1,658$, $Ne = 1,480$, $No - Ne = 0,178$). Входящий в состав породы тальк обладает следующими оптическими свойствами: $2V_{Np} = 10 - 15^\circ$, $Ng' = 1,591$, $Np' = 1,546$, $Ng' - Np' = 0,045$.

С тальково-карбонатными породами обычно генетически и пространственно связаны апосерпентинитовые кварц-карбонатные образования (листвениты). Они широко распространены среди ультраосновных массивов Корякского гипербазитового пояса и гораздо реже обнаруживаются в ультраосновных телах Западно-Чукотского пояса. Крупные выходы кварцево-карбонатных пород известны в северном контакте Тамватийского массива, среди гипербазитовых массивов верховьев рч. Лозовки (район г. Серой), а также на участке среднего течения р. Чирнай и среди ультраосновных пород одноименного гипербазитового массива. В меньших масштабах они распространены в юго-западной части Куюльского массива и в ряде ультраосновных тел, обнажающихся в верховьях рч. Горелой (район Валижгенского поднятия) и других местах.

Главными компонентами кварцево-карбонатных пород являются карбонат и кварц, причем первый обычно преобладает над вторым. Они образуют лепидогранобластовый или бластопорфировый агрегат, в котором в качестве второстепенных минералов присутствуют хлорит, тальк, магнетит, реликты серпентинитов и хромшиннелидов. Реже встречаются фуксит и амфибол. Карбонат по оптическим константам ($No = 1,714 - 1,716$, $Ne = 1,522 - 1,525$) относится к железосодержащему магнезиту (брейпериту), однако, судя по величине показателя преломления, железистость его несколько выше, чем в карбонатах из тальково-карбонатных пород.

В зонах непосредственного контакта гипербазитов с рвущими их интрузиями основного и кислого состава обнаруживаются участки линзовидной или жиллообразной формы, сложенные частично или полностью амфиболизированными серпентинитами. Процесс амфиболизации серпентинитов особенно широко развит на контактах с крупными габброидными интрузиями (Усть-Бельский, Яранайский, Пекульнейский и дру-

гие массивы). Апосерпентинитовая амфиболовая порода обладает волокнистой, близкой к фибробластовой, структурой, обусловленной наличием длиноволокнистых кристаллов амфибола, относящегося к почти лишенным железа разновидностям тремолита ($cNg=14-17^\circ$, $2V_{Np}=85-87^\circ$, $Ng=1,633-1,635$, $Np=1,610-1,613$, $Ng-Np=0,022-0,024$). Из второстепенных минералов наиболее характерны реликтовый серпентин (обычно антигорит) и хромшпинелиды, а также магнетит, хлорит, тальк и карбопат. В верховьях рч. Лозовки среди апосерпентинитовых амфиболовых пород обнаружены жилки амфибол-асбеста.

Заканчивая характеристику серпентинитов, входящих в состав гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы, кратко сформулируем некоторые общие положения.

1. Пространственно серпентиниты приурочены главным образом к периферическим частям гипербазитовых массивов, к тектонически ослабленным зонам внутри массивов и к контактам гипербазитов с рвущими их телами габброидов и гранитоидов. Мелкие массивы гипербазитов обычно полностью серпентинизированы.

2. В составе серпентинитов изученных гипербазитовых массивов установлены следующие разновидности серпентининовых минералов: лизардит, антигорит, бастит антигоритовый, бастит хризотилловый, хризотил, офит. Наибольшим распространением пользуется лизардит. По сочетанию модификаций серпентининовых минералов серпентиниты подразделяются на ряд петрографических разновидностей: лизардитовые, антигоритовые и смешанного состава.

3. В пространственном размещении петрографических разновидностей серпентинитов устанавливается зональность, общая схема которой представляется в следующем виде (от центральных частей массивов к периферии): лизардитовые, антигорит-лизардитовые, лизардит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты. В зонах контактов гипербазитов с телами габброидов и гранитоидов эта зональность нарушается. Широким развитием там пользуются серпентиниты офит-хризотил-антигоритового или офит-хризотил-лизардит-антигоритового состава.

4. В результате вторичных процессов по серпентинитам развиваются в основном хлорит, амфибол (тремолит-актинолитового ряда), тальк, карбонаты и кварц. Хлорит развивается повсеместно, амфиболы — преимущественно на контакте гипербазитов с габброидами, остальные — на контакте с гранитами.

Пироксениты

Среди изученных пироксенитов по составу выделены энстатититы, бронзититы, вебстериты и диопсидиты (диаллагиты). Выходы пироксенитов, как правило, тяготеют к зонам экзоконтакта габброидных тел, интрузирующих гипербазиты, располагаясь от контакта на различных расстояниях.

Энстатититы и бронзититы. Поскольку бронзититы отличаются от энстатититов только тем, что они состоят из более железистого ромбического пироксена — бронзита, охарактеризуем их совместно. Эти породы широко распространены в гипербазитовых массивах бассейна р. Хатырки, Чирынайском массиве, гор. Красная и 1064 м. Они установлены также в ряде гипербазитовых тел, обнажающихся в бассейне рч. Лозовки, в районе мыса Валижген, Кукульском и Усть-Бельском (Кайгородцев, 1966) массивах.

Энстатититы обладают массивным средне-, крупно- и гигантозернистым сложением с характерной светло-коричневой коркой выветривания. Они весьма устойчивы к процессам физико-химического разрушения и поэтому часто образуют положительные формы рельефа. Состав их весьма одно-

образен и представлен почти мономинеральным панидиоморфным агрегатом таблитчатых зерен ромбического пироксена, обладающих совершенной спайностью по (110) и (100) и, как правило, несущих отчетливые следы динамометаморфизма. В зернах ромбического пироксена часто наблюдаются участки с тонкопластинчатым строением. В приконтактовых частях пироксенитовых тел в переменном количестве присутствуют зерна оливина и (плл) моноклинного пироксена, акцессорные минералы представлены магнетитом. Энстатититы и бронзититы по степени изменения резко отличаются от вмещающих их обычно интенсивно серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Из вторичных продуктов в энстатититах, кроме серпентина, обнаруживаются тальк, хлорит, магнезиальный амфибол из группы купфферит-грюнерита и очень редко роговая обманка. Серпентин чаще всего образует псевдоморфозы по ромбическому пироксену. Тальк обычно развивается по периферии зерен пироксена, выполняя межзерновое пространство. В ассоциации с ним появляется тонкодисперсный магнетит. Нередко также по пироксену вдоль спайности его или под углом к ней образуется бесцветный магнезиальный амфибол. Присутствующие в ортопироксене вростки моноклинного пироксена иногда замещаются амфиболом тремолит-актинолитового ряда.

Количественные соотношения слагающих энстатититы минералов приведены в табл. 49.

Для выявления строения контакта описываемых жил нами был детально изучен петрографический разрез вкрест простирания жилки, залегающей в серпентинизированном дуните Чирынайского гипербазитового массива. По мере приближения к контакту энстатититы постепенно обогащаются оливином, а в серпентинизированном дуните появляются отдельные зерна ортопироксена, в которых сохраняются включения реликтовых зерен оливина. Порода приобретает состав гарцбургита с необычной для него пойкилобластовой структурой. Содержащиеся в серпентинизированном дуните зерна хромшпинелидов вблизи контакта с энстатититовой жилкой замещаются магнетитом, при этом чем ближе к контакту, тем крупнее становятся зерна магнетита. Как видно на табл. XXXV, а, б, в энстатититовых жилках обнаруживаются реликтовые участки незамещенного серпентинизированного дунита, в котором по периферии происходит грауляция зерен оливина. По мере удаления от границ реликтов к их центральным частям размеры зерен оливина увеличиваются при одновременном возрастании степени серпентинизации породы. Вмещающие жилки энстатититов серпентинизированные дуниты разбиты серией субпараллельных трещин, вдоль которых дуниты нацело замещены серпентинитом, содержащим тончайшую сыпь магнетита. Аналогичная картина наблюдается и в центральных частях реликтовых тел среди энстатититовых жилок, причем ориентировка серпентинитовых полос в «ксенолитах» и вмещающих энстатититы серпентинизированных дунитах сохраняется одной и той же. В том же направлении обычно простираются и жилки энстатититов.

Д и о п с и д и т ы (д и а л а г и т ы). Среди пироксенитов эти породы распространены наиболее широко. В большом количестве они были встречены в Яранайском, Пекульнейском, Малонаучирнайском, Куюльском массивах и в гипербазитовых массивах мыса Валижген. Выходы диопсидитов всегда приурочены к зонам экзоконтактов габброидных тел, интродуцирующих гипербазиты, где они образуют жилы, дайкоподобные и неправильной формы тела и «полосы». Количество «полос» к контакту габбро возрастает, и в составе пироксенитов появляется плагиоклаз, а количество оливина уменьшается.

Среди диопсидитов встречаются равномерно- и неравномернозернистые (от мелко- до гигантозернистых) разновидности, обладающие панидио-

Количественно-минеральный состав эггратитов, об. %

№ шлифа	Место взятия образца	Ортопироксен	Клинопироксен	Оливин	Магнезиальный амфибол	Серпентин	Хлорит	Магнетит	Роговая обманка	Тальк	Примечание
713	Мыс. Валижген	92,8	2,1	—	—	2,4	+	+	2,7	+	По данным Н. М. Янчук
667-ж	Там же	95,9	2,2	—	—	0,5	+	+	1,4	+	
507-2	Р. Лозовка	94,4	+	+	2,2	+	—	3,4	—	+	
507-3	„	98,8	—	0,2	0,2	+	—	0,8	—	+	
189-д	Г. Красная	96,5	+	0,2	1,6	+	+	1,7	—	+	
80-г	„	98,1	0,8	—	0,6	+	+	0,5	—	+	
190-а	Р. Хатырка	96,0	0,3	—	1,9	+	+	1,8	—	+	Хромита 4,8%
504-1	Г. 1064	93,9	—	+	1,3	+	+	—	—	+	
328-а	Г. Чирьнай	96,3	—	+	3,2	+	+	0,5	—	—	

Примечание. + — минерал присутствует в породе.

морфной, порфиробластовой или гранобластовой структурой (табл. XXXVI, XXXVII). Порфиробласты моноклинного пироксена часто содержат неправильные по форме пойкилитовые включения оливина и ромбического пироксена. Эти же минералы иногда выполняют межзерновое пространство среди таблитчатых зерен монопироксена. Для последнего характерна диаггровая отдельность по (100) и хорошо развитая спайность по (010). Крупнозернистые диопсидиты обычно несут следы динамического воздействия, которые выражаются в волнистом погасании зерен моноклинного пироксена, изогнутости и дроблении их (табл. XXXVIII). Кроме моноклинного пироксена, в диопсидитах, как уже отмечалось, в переменном количестве могут присутствовать оливин и ортопироксен, амфибол тремолит-актинолитового ряда, роговая обманка, серпентин, хлорит, магнетит и шпинель. В отдельных случаях на контакте с габброидами в диопсидитах появляются зерна основного плагиоклаза. В отличие от перидотитов и дунитов содержащаяся в диопсидитах шпинель всегда окрашена в зеленый цвет и по своему составу отвечает плеонасту. В ней наблюдаются структуры распада твердых растворов в виде решетки магнетита, полоски которого пересекаются под углом 60°. Зерна шпинели часто замещаются хлоритом, однако магнетитовая решетка сохраняется (табл. XXXIX). Хромсодержащие разновидности шпинелей в диопсидитах отсутствуют. Магнетит в виде тонкой пыли или сплошных бесформенных скоплений обычно ассоциирует с серпентином или хлоритом. Количество его резко возрастает в контактовых участках пироксенитовых тел. В единичных случаях в составе диопсидитов мы наблюдали маломощные жилки или отдельные зерна граната, которые всегда отчетливо замещают моноклинный пироксен. Количественно-минералогический состав диопсидитов приведен в табл. 50.

Данные табл. 50 свидетельствуют о том, что в отдельных случаях в составе диопсидитов заметную роль играют такие минералы, как шпинель (плеонаст), гранат, оливин и плагиоклаз. По сочетанию их с моноклинным пироксеном среди диопсидитов могут быть выделены следующие разновидности: 1) мономинеральные диопсидиты (диаггриты); 2) шпинелевые; 3) шпинель-гранатовые; 4) гранатовые и 5) оливин-плагиоклазовые диопсидиты. В наиболее распространенных мономинеральных диопсидитах в качестве акцессорного минерала присутствует магнетит.

Для характеристики геологической позиции диопсидитов и выяснения взаимоотношений их с вмещающими породами рассмотрим несколько примеров. По правобережью рч. Лозовки, северо-восточнее г. 1064 м, в серпентинитах на контакте с прорывающими их габброидами наблюдается зона пироксенизации. Непосредственно у контакта с габбро прослеживается узкая (20—50 см) полоса светлоокрашенных пироксенитов, которые дальше от контакта сменяются темноокрашенными разностями

Т а б л и ц а 50

Количественно-минеральный состав диопсидитов, об. %

№ пилфа	Место взятия образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Плагиоклаз	Шпинель	Амфибол	Серпентин + хлорит	Магнетит	Гранат
2746	Пекульнейский массив	94,7	—	—	—	—	0,5	4,8	+	—
255	Там же	72,0	—	—	—	11,5	—	7,5	+	9,0
811	Мыс Валияген	87,0	—	10,8	—	—	—	+	2,2	—
80а	Там же	93,0	3,1	—	—	—	3,9	+	+	—
823-3	„	83,0	3,2	10,0	3,5	—	—	—	0,3	—
6/н	„	67,4	5,2	—	—	—	—	27,4	—	—
165н	Яйранайский массив	98,4	—	—	—	—	—	+	+	1,6
165з	Там же	71,0	—	—	+	12,0	—	17,0	+	+

П р и м е ч а н и е. + — минерал присутствует в породе.

с четко выраженной порфиробластической структурой. Светлоокрашенные пироксениты состоят в основном из неправильных по форме зерен моноклинового пироксена, содержащего многочисленные округлой или неправильной формы включения, сложенные серпентином. Последний вместе с магнетитом слагает также пространство между зернами пироксена. Порода содержит отдельные зерна и тонкие прожилки граната, замещающего моноклиновый пироксен. В зоне перехода от светлых к темным пироксенитам появляется плагиоклаз, на контакте которого с оливином образуются каймы, состоящие из симплектитовых срастаний светло-зеленой шпинели и амфибола. В межзерновом пространстве встречаются реликты серпентинизированного оливина. Далее в сторону темных пироксенитов увеличивается содержание оливина и хлорита, развивающегося по серпентину. Здесь же в порфиробластах клинопироксена встречаются пойкилитовые включения зеленой шпинели и серпентина. Вокруг крупных кристаллов моноклинового пироксена отмечаются скопления мелких его зерен. Присутствующий в породе серпентин интенсивно замещается хлоритом. Более поздняя генерация серпентина сечет зерна клинопироксена. И темные и светлые разности диопсидитов несут следы динамометаморфизма. Аналогичные явления пироксенизации гипербазитов наблюдаются в Куюльском и Чирынайском ультраосновных массивах. В диопсидитах Чирынайского массива были обнаружены зерна оливина и плагиоклаза. Там же местами вокруг зерен моноклинового пироксена можно видеть реакционные каймы, сложенные обыкновенной роговой обманкой.

Несколько иную геологическую позицию занимают диаллагиты в Яйранайском ультраосновном массиве Пекульнейской ветви Западно-Чукотского гипербазитового пояса. В верховьях р. Яйранай, на ее левобережье, серпентинизированные дуниты с обильной вкрапленностью хромшпинелидов секутся дайкой габбро мощностью 3 м. Непосредственно

с дайкой габбро контактируют крупнозернистые диаллагиты, которые через полосы серпентинитов вскоре сменяются жилой среднезернистых разностей, содержащих большое количество зеленой шпинели и единичные зерна плагноклаза. Далее от контакта с габбро выделяется еще одна жила крупнозернистых диаллагитов, лишенных зеленой шпинели, но содержащих гранат, который замещает плагноклаз. На противоположной стороне р. Янранай маломощные (20—30 см) жилки диаллагитов располагаются среди верлитов, чередующихся с серпентинизированными дунитами.

Вебстериты. Двупироксеновые пироксениты чаще всего ассоциируются с энстатититами и встречаются как в центральных, так и краевых участках гипербазитовых массивов. Нередко они появляются также в экзоконтактовых зонах интрузирующих гипербазиты габброидных тел. Вебстериты встречены в Чирынайском, Куюльском, Усть-Бельском, Тамватнэйском массивах и в массивах, обнажающихся в бассейнах рек Хатырки и Лозовки. Они образуют жилы и линзы мощностью от сантиметров до нескольких метров при протяженности до 50—60 м. Это массивные темно- или светло-зеленого цвета породы, покрытые красновато-серой или темно-бурой коркой выветривания. Крупность зерна вебстеритов варьирует от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Тонкозернистые разности вебстеритов обладают гранобластовой (роговиковой) структурой, тогда как структура остальных разновидностей — панидиоморфозернистая. Орто- и клинопироксены вебстеритов отличаются повышенной железистостью по сравнению с пироксенами, входящими в состав альбиноидных перидотитов. Ромбический пироксен вебстеритов по составу отвечает бронзиту. Как и в энстатититах, в нем по спайности развивается амфибол. Полоски последнего, ориентированные в одном направлении, создают впечатление структур распада. Клинопироксен породы по оптическим данным и химизму (см. ниже) относится к ряду диопсид-геденбергита. Кроме орто- и клинопироксенов, вебстериты обычно содержат амфиболы из групп актинолит-тремолита и купфферит-куммингтонита, а также обыкновенную роговую обманку. Характерным аксессуарным минералом является магнетит. Иногда встречается зеленая и бесцветная шпинель. В отдельных случаях в вебстеритах устанавливается оливин, зерна которого либо выполняют интерстиции между зернами пироксенов, либо образуют пойкилитовые включения в них. Вторичные изменения в вебстеритах проявляются главным образом в амфиболизации пироксенов. По ортопироксенам развиваются амфибол купфферит-куммингтонитового ряда и серпентин, а по клинопироксену — амфибол из группы тремолит-актинолита, хлорит и обыкновенная роговая обманка. Встречающийся в породе оливин замещается серпентином и хлоритом. Представление о количественном соотношении входящих в вебстерит минералов может дать табл. 51.

Заканчивая характеристику разновидностей пироксенитов, подчеркнем некоторые намечающиеся закономерности.

1. В ультраосновных массивах Корякского и Хатырского гипербазитовых поясов преимущественным распространением пользуются энстатититы. Вебстериты распространены ограниченно, еще реже встречаются диопсидиты. В гипербазитовых массивах Западно-Чукотского пояса наиболее часто обнаруживаются диопсидиты (диаллагиты). В вебстеритах из массивов Корякского и Хатырского поясов преобладает ромбический пироксен, а в вебстеритах Западно-Чукотского пояса — моноклиновый.

2. Все разновидности пироксенитов залегают только среди массивов ультраосновных пород, никогда не выходя за их пределы. В этом свете требует уточнения указание Г. Г. Кайгородцева (1966) о наличии даек пироксенитов среди кремнисто-вулканогенных отложений Усть-Бельских

Количественно-минеральный состав вебстеритов, об. %

№ шлифа	Место взятия образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Роговая обманка	Магнесиальный амф. (курфегрит)	Хлорит	Серпентин	Шпинель	Магнетит	Плагиоклаз	Примечание
714	Мыс. Валижген	72,9	23,7	+	1,2	—	+	2,2	—	+	—	
94	Там же	67,4	5,2	+	—	—	2,9	24,5	—	+	—	
629a	„	13,5	84,1	+	1,2	—	—	1,2	—	+	—	
80a	„	53,6	20,1	2,9	3,3	—	—	20,1	—	+	—	
333б	Чирынайский массив	30,8	59,3	7,2	—	1,1	1,0	+	—	0,6	—	
321с	Бассейн р. Лозовки	35,4	63,0	—	—	0,9	—	—	—	0,7	—	
508-2	Там же	43,8	54,2	0,7	—	0,9	—	+	—	0,4	—	
643a	Куюльский массив	75,0	24,7	—	+	—	+	+	—	0,3	—	
	Мыс. Валижген	70,8	23,5	—	1,2	—	2,2	2,3	—	—	—	А. Ф. Мпхайлов (1963)
	Усть-Бельский массив	50	35	—	—	—	—	—	15	+	—	Г. Г. Кайгородцев (1966)
	Тамватийский массив	60—40	40—60	—	—	—	—	—	—	—	+	М. В. Богдаева, В. Т. Матвеевко (1960)

гор. Диопсиды чаще всего локализуются среди серпентинитов в экзо-контактных зонах интрузирующих гипербазиты габброидных тел, а энстатиты и обычно ассоциирующие с ними вебстериты размещаются среди серпентинизированных перидотитов, дунитов и серпентинитов в тектонически нарушенных зонах гипербазитовых массивов.

Характерной особенностью всех разновидностей пироксенитов является отсутствие в их составе аксессуарных хромшпинелидов, которые составляют непрямую часть типоморфных пород альпийских гипербазитов — перидотитов и дунитов. }

Ариежиты

Эти породы были встречены в Чирынайском массиве, где они в виде маломощных (20—30 см) жил прослеживаются среди лерцолитов. Вблизи выходов ариежитов лерцолиты интрузируются небольшим телом интенсивно амфиболитизированного и сосюритизированного габбро. Ариежит, или, как его определяет А. Н. Заварицкий (1961), роговообманковый перидотит, в нашем случае представлен свежей темноокрашенной породой среднезернистого сложения, состоящей из оливина, ортопироксена, клинопироксена, амфибола, светло-зеленой шпинели и магнетита. Количественные соотношения минеральных фаз и их оптические свойства показаны в табл. 52.

Форма слагающих ариежит минералов очень своеобразна. Они удлинены и обладают причудливой конфигурацией с заливами, пережимами, ответвлениями, нередко изогнуты, хотя не обнаруживают при этом следов динамического воздействия. В ортопироксене и оливине часто встречаются пойкилитовые включения шпинели и амфибола. Наблюдается и обратная картина, когда оливин, орто- и клинопироксены, а также амфибол обнаруживаются в виде включений в шпинели. Структура породы ближе всего отвечает аллотриоморфнозернистой.

**Количественные соотношения и оптические свойства породообразующих минералов
арнежита и вмещающего его лерцолита**

№ шли- фа, по- рода	Минерал	N_g	N_p	$\frac{N_g - N_p}{N_p}$	cNg^*	$2V$	Состав мине- рала, мол. %	Содерж. минерала в породе, об. %
341Г, арнежит	Оливин	1,691	1,656	0,035	—	+86	Fe ₉₀	25
	Моноклинный пироксен	1,699	1,670	0,029	40	+55	Di ₉₆	21
	Ромбический пироксен	1,692	1,682	0,010	—	-82	En ₇₇	29,4
	Амфибол	1,648	1,632	0,016	28	+76	Паргасит	17,6
	Шпинель	1,764	—	—	—	—	Плеонаст	6,7
	Магнетит	—	—	—	—	—	—	0,3
341В, лерцолит	Оливин	1,683	1,648	0,035	—	—	Fe ₉₃	60
	Моноклинный пироксен	1,697	1,667	0,030	—	—	Di ₉₇	9
	Ромбический пироксен	1,678	1,668	0,010	—	+86	En ₉₀	28
	Шпинель	1,827	—	—	—	—	Пикотит	2,8
	Магнетит	—	—	—	—	—	—	0,2

Как видно из табл. 52, оливин содержит до 10 мол.% фаялитовой молекулы, ортопироксен по составу отвечает бронзиту, а моноклинный пироксен — диопсиду. Амфибол обычно ассоциирует со шпинелью, как бы обрастая ее зерна, хотя встречается и в виде более или менее идиоморфных зерен, вне связи со шпинелью. По оптическим данным амфибол ближе всего отвечает паргаситу. Зеленая шпинель (плеонаст) образует бесформенные или червеобразной формы зерна. Из вторичных минералов отметим серпентин, замещающий зерна оливина и ортопироксена, амфибол, развивающийся по спайности ромбического пироксена, и хлорит, замещающий моноклинный пироксен и шпинель. Сопоставляя минеральный состав арнежита и вмещающего его лерцолита (табл. 52), можно заметить, что количество оливина в арнежете снижается по сравнению с лерцолитом более чем в два раза. Количество моноклинного пироксена заметно возрастает. Показательно, что в арнежете увеличивается железистость оливина и ромбического пироксена, а железистость моноклинного пироксена практически не меняется. Резко меняется состав шпинели. В лерцолите она представлена хромсодержащей разностью — пикотитом, а в арнежете — не содержащим хром плеонастом.

Используя методику пересчета Ю. В. Казпцына и В. А. Рудника (1968) и опираясь на данные табл. 52, мы рассчитали привнос — вынос элементов при образовании арнежита за счет лерцолита (табл. 53). При образовании арнежита должен осуществляться привнос значительных количеств алюминия и кальция и некоторого количества кремнезема и железа и значительный вынос магния.

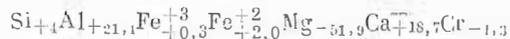
Мономинеральные амфиболовые породы встречаются редко. Они были обнаружены в двух пунктах: 1) в центральной части Усть-Бельского гипербазитового массива, в районе г. Змеевик, и 2) в северной части Корякского нагорья, по левобережью рч. Лозовки, северо-восточнее г. 1064 м. В первом случае это мономинеральные жилки, состоящие из паргасита, мощностью 20—30 см, а во втором — купфферита. Особый интерес представляют последние, поскольку слагающий их железистомагнезиальный амфибол в природной обстановке встречается очень редко, а некоторые исследователи вообще отрицают возможность нахождения его в естественных условиях.

Жилки купфферита мощностью до 10 см были обнаружены в жилах энстатитов, располагающихся среди серпентинитов. Ультраосновные породы обнажаются здесь среди вулканогенно-карбонатных пород ниж-

Расчет прироста-выноса элементов при образовании арнежита

Порода	Минерал	Формула минерала по оптическим данным	Удельный вес минерала $\gamma_{\text{мн}}$	Молекулярный вес минерала $M_{\text{мн}}$	Содержание минерала $\frac{\gamma_{\text{мн}}}{M_{\text{мн}}}$, об. %	$\gamma_{\text{мн}} \cdot \frac{M_{\text{эл}}}{M_{\text{мн}}}$	Число атом-ов в 10 000 А ¹									
							O	Si	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mg	Ca	Cr	OH	Σ
Арнежит	Оливин	$Mg_{1,8}Fe_{0,2}SiO_4$	3,31	147,02	25	33,91	135,64	33,91	—	—	6,78	61,04	—	—	—	237,37
	Моноклиновый пироксен	$Ca_{1,1}Mg_{0,9}Fe_{0,1}Si_2O_6$	3,24	219,76	21	18,65	111,9	37,3	—	—	1,87	16,78	18,65	—	—	186,50
	Ромбический пироксен	$Mg_{1,6}Fe_{0,4}Si_2O_6$	3,36	213,44	29,4	27,88	167,28	55,76	—	—	11,15	44,61	—	—	—	278,80
	Амфибол	$Ca_2MgAl_2Si_7O_{22}(OH)_2$	3,08	814,1	17,6	4,01	88,22	28,07	8,02	—	—	16,04	8,02	—	8,02	156,39
	Шпинель	$Mg_{0,8}Fe_{0,2}Al_2O_4$	3,80	148,62	6,7	10,32	41,28	—	20,64	—	2,06	8,26	—	—	—	72,24
	Магнетит	$FeFe_2O_4$	5,00	231,7	0,3	0,39	1,56	—	—	0,78	0,39	—	—	—	—	2,73
	Кол-во атомов без учета пористости Формула породы						545,88	155,04	28,66	0,78	22,25	146,73	26,67	—	8,02	934,03
		$Si_{155}Al_{28,7}Fe_{0,8}^{+3}Fe_{22,3}^{+2}Mg_{116,7}Ca_{26,7}(OH)_8$														
Лерцолит	Оливин	$Mg_{1,8}Fe_{0,2}SiO_4$	3,28	145,45	60	81,51	326,04	81,51	—	—	12,22	150,79	—	—	—	570,56
	Моноклиновый пироксен	$Ca_{1,1}Mg_{0,9}Fe_{0,1}Si_2O_6$	3,24	217,76	9	7,99	31,96	15,98	—	—	0,80	7,19	7,99	—	—	63,92
	Ромбический пироксен	$Mg_{1,6}Fe_{0,4}Si_2O_6$	3,28	207,12	28	25,71	160,28	53,42	—	—	5,34	48,08	—	—	—	267,10
	Шпинель	$Mg_{0,8}Fe_{0,2}Al_2O_4$	4,10	162,00	2,8	4,27	17,08	—	7,25	—	1,71	2,56	—	1,28	—	29,89
	Магнетит	$FeFe_2O_4$	5,00	231,7	0,2	0,25	1,04	—	—	0,52	0,25	—	—	—	—	1,82
	Кол-во атомов без учета пористости Формула породы						536,38	150,91	7,25	0,52	20,33	208,62	7,99	1,28	—	933,29
			$Si_{151}Al_{17,3}Fe_{0,5}^{+3}Fe_{20,3}^{+2}Mg_{208,6}Ca_{8,9}Cr_{1,3}$													

Баланс вещества на единицу объема при одинаковой пористости пород



него мела. И те и другие интродуцируются телами габбро и граштов. Купфферитовые жилки хорошо выделяются на темном фоне энстатитов своей светло-зеленой окраской. В выветрелых частях жил купфферит образует пушистую асбестовидную игольчатую массу. По купффериту, как будет показано ниже, развиваются рибекит, каолинит и гидроокислы марганца.

Гранатсодержащие (эклогитоподобные) породы. В пределах Анадырско-Корякской складчатой системы широко распространены ассоциирующиеся с гипербазитами продукты метаморфизма повышенных давлений. Эти образования представлены глаукофановыми, глаукофан-лавсонитовыми, глаукофан-альбит-эпидотовыми сланцами (Михайлов, 1962; Добрецов, Пономарева, 1965; Кайгородцев, 1966; Добрецов, Курода, 1969). Наряду с указанными в районе обнаружены гранатсодержащие породы. Впервые они были встречены в хр. Пекульней (Кайгородцев, 1961, 1966). Позднее подобные породы были описаны на п-ове Тайгонос (Гельман, Некрасов, 1968). Нами гранатсодержащие породы обнаружены в бассейне р. Хатырки и в районе гор Красной и Чырынайских (Pinus, Agafonov, Velinsky, 1970). Ниже остановимся на характеристике состава гранатсодержащих пород и их взаимоотношений с вмещающими образованиями.

В районе хр. Пекульней выходы гранатсодержащих пород прослежены в виде узкой прерывистой зоны, протягивающейся в северо-восточном направлении более чем на 4 км. Зона занимает секущее положение по отношению к удлинению Пекульнейского гипербазитового массива (см. рис. 6). Гранатсодержащие породы образуют небольшие по мощности линзы длиной несколько метров, реже мелкие жилки, прослеживаемые среди серпентинизированных дунитов и перидотитов. В долине рч. Ссв. Пекульнейшем, в восточном экзоконтакте гипербазитового массива, вблизи обнажений эклогитоподобных пород нами обнаружены выходы эпидот-глаукофановых сланцев, возникших за счет метаморфизма основных по составу вулканогенных пород. Состав гранатсодержащих пород в районе р. Пекульней непостоянен. Они образуют следующие минеральные ассоциации: 1) гранат + амфибол, 2) гранат + пироксен + амфибол, 3) гранат + пироксен, 4) гранат + пироксен + шпинель.

Гранатсодержащие породы в районе г. Красной были обнаружены в северо-восточной части одноименного гипербазитового массива, в экзоконтакте прорывающего серпентинизированные перидотиты интрузива габбро. Эклогитоподобные породы образуют здесь тело неопределенной формы площадью около 12 м², состоящее из граната, пироксена и амфибола.

В Чырынайских горах гранатсодержащие породы прослежены нами на водоразделе правых притоков р. Чырынай — рч. Чырынайэниичкаваамкай и рч. Майгытколеньскиваамкай. Они образуют серию линз и жилообразных тел северо-восточного простирания, залегающих среди серпентинитов и серпентинизированных дунитов, которые в виде остатков кровли сохранились на обнажающемся здесь интрузиве габбро. Размеры тел 2—4 м по простиранию при мощности 0,5—1 м. Здесь же встречаются пироксен-амфиболовые породы с роговиковой структурой и гранулированные дуниты. Состав гранатсодержащих пород отличается в этом районе большим разнообразием. Наблюдаются следующие минеральные парагенезисы: 1) гранат + пироксен + амфибол + хлорит; 2) гранат + пироксен + хлорит; 3) гранат + пироксен + амфибол + хлорит + магнетит; 4) гранат + амфибол + хлорит + цоизит; 5) гранат + пироксен + амфибол + магнетит + цоизит; 6) гранат + амфибол + цоизит.

В бассейне р. Хатырки эклогитоподобные породы располагаются среди гипербазитов Четкинваамского массива, обнажающегося в верховьях одноименной реки. Небольшие линзы и жилообразные тела этих пород прослеживаются среди серпентинитов на контакте с прорывающими

их габброидами. Размеры тел не превышают 2 м в длину при мощности 0,5—1,0 м. Во вмещающих их ультраосновных породах также обнаружены многочисленные образования граната. В гранатосодержащих породах бассейна р. Хатырки нередко присутствуют оливин и серпентин. Состав их характеризуется следующими минеральными ассоциациями: 1) гранат+пироксен+оливин+амфибол+хлорит+магнетит; 2) гранат+пироксен+оливин+хлорит+магнетит; 3) гранат+пироксен+оливин+хлорит; 4) гранат+пироксен+хлорит; 5) гранат+хлорит+серпентин; 6) гранат+хлорит+эпидот.

Кроме указанных точек, на п-ове Тайгонос, по данным М. Л. Гельмана и Г. Е. Некрасова (1968), выходы гранатосодержащих пород обнаружены на контакте серпентинитов и осадочных пород. Они образуют тела линзовидной формы мощностью до 50 м и длиной несколько сот метров, вытянутые вдоль удлинения серпентинитового массива. В составе линз описываются не только эклогитоподобные (по М. Л. Гельману и Г. Е. Некрасову — эклогиты) образования, но и ассоциирующие с ними гранатовые амфиболиты. В составе эклогитоподобных пород этого района принимают участие гранат, пироксен, амфибол, эпидот, альбит, рутил и магнетит.

Обобщая приведенные данные, можно констатировать следующее. Все известные гранатосодержащие (эклогитоподобные) породы пространственно связаны с массивами альпийотипных гипербазитов, располагаясь в экзоконтактных зонах прорывающих габброидных интрузий. Исключение составляет п-ов Тайгонос, где геологическое положение эклогитоподобных пород остается не совсем ясным. Возможно, дальнейшие исследования обнаружат, что гранатовые амфиболиты этого района — метаморфически измененные габброиды. Гранатосодержащие породы обычно слагают небольшие по размерам линзы или жилы, которые большей частью имеют постепенные переходы к вмещающим их гипербазитам. Главными минералами описываемых пород являются гранат, пироксен, амфибол, значительно реже встречаются оливин (гиалосидерит), шпинель, магнетит, рутил. Нередко среди них наблюдаются мономинеральные гранатовые разновидности. Из вторичных образований отмечаются хлорит, серпентин, эпидот, цоизит. Для гранатосодержащих пород характерны гранобластовые структуры и такстовые, иногда полосчатые текстуры (табл. XL). Плотность пород 2,83—3,55, в среднем 3,35 г/см³.

Породообразующие минералы

Минералы группы серпентина

Детальные исследования серпентинов из ультраосновных массивов Анадырско-Корякской складчатой системы, проведенные с применением оптических, химических, рентгенометрических, ИК-спектроскопических, термических и электронномикроскопических методов, позволили нам установить следующий ряд серпентиновых минералов: лизардит (двух генераций), антигорит (двух генераций), бастит антигоритовый, хризотил «сноповидный», бастит хризотиловый, хризотил-асбест и офит — жильный низкодвупреломляющий бесструктурный серпентин (табл. 54).

Ниже приводим описание выделенных минеральных видов и разновидностей серпентинов.

Л и з а р д и т

Лизардит встречен во всех изучавшихся массивах и часто является основным породообразующим минералом серпентинитов (см. табл. 1).

Мы выделяем две минеральные разновидности лизардита: лизардит

Характеристика разновидностей минералов группы серпентина из пород гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы

Минеральный вид	Минеральная разновидность	Формы проявления	Морфология дисперсных частиц под электронным микроскопом
Лизардит	Лизардит I генерации	Жилки псевдоволокнистого строения, образующие петельчатую микроструктуру по оливину и иногда по пироксенам	Изометричные хлопьевидные частицы
	Лизардит II генерации	Широкие ленты, изометричные пластинки, часто конвертообразного облика	
Антигорит	Антигорит I генерации	Игольчатый, пластинчатый, брусковидный	Удлиненные прямоугольные пластинки
	Антигорит II генерации	Игольчатый, пластинчатый, брусковидный; спутанноволокнистый, щеткообразные, радиально-лучистые агрегаты и т. д.	
	Антигоритовый бастит	Пластинчатые псевдоморфозы по ромбическому пироксену	
Хризотил	Хризотил «сноповидный»	Волокнистые сноповидные агрегаты, замещающие лизардит и антигорит	Тонкие волокна трубчатого строения
	Хризотилловый бастит	Волокнистые агрегаты, замещающие бастит антигоритовый	
	Хризотил-асбест	Тонковолокнистые агрегаты в жилках	
Офит	Офит	Скрытокристаллические тонкошелушчатые (иногда со сферолитовым строением) агрегаты в жилках	

петельчатый I генерации, самый ранний по своему образованию, и лизардит II генерации, замещающий зерна оливина (иногда пироксена) внутри петель лизардита I генерации. Последний обычно обладает более низким двупреломлением и ленточной или пластинчатой (часто конвертообразной) микроструктурой. Лизардиты обеих генераций имеют псевдоволокнистое строение. Поэтому петельчатый лизардит до сих пор многие геологи продолжают считать разновидностью хризотила (α -хризотилом), а лизардит II генерации принимают за антигорит или серпофит. Пластинчатое, а не волокнистое строение лизардита в настоящее время доказано рядом исследователей (Дир и др., 1966; Артемов и др., 1964, 1967; Артемов, 1970; Фролов, 1969, 1970, и др.). Проведенное нами электронномикроскопическое исследование частиц лизардита в образцах, взятых из различных гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы, полностью подтверждает пластинчатый габитус лизардита как I, так и II генерации. Дисперсные частицы лизардита под электронным микроскопом обнаруживают изометричную хлопьевидную форму (табл. XLI).

В петельчатом лизардите псевдоволокна расположены нормально или под небольшим углом к зальбандам петель. При этом ось N_g или N_t оптической индикатрисы направлена вдоль длины шнура петли, а ось N_p — поперек шнура, вследствие чего удлинение псевдоволокон лизар-

Оптические свойства lizardита петельчатого I генерации

№ обр.	Гипербазитовый массив	Порода	N_g^{**}	N_p	$N_g - N_p$	$-2V$
220	Пекульнейский	Дунит серпентинизир.	—	—	—	Малый
228	„	Лерцолит серпентинизир.	1,572	1,567	0,005	„
249 ^a	„	То же	1,572	1,567	0,005	„
261	„	„	1,573	1,567	0,006	„
165 ^b	Янравайский	Дунит серпентинизир.	1,572	1,567	0,005	„
3	Усть-Бельский	Лерцолит серпентинизир.	1,571	1,562	0,009	0—20
51	„	Серпентинит апсдуштовый	1,570	1,566	0,004	~10
90	„	Дунит серпентинизир.	—	$N_m=1,565$	—	0—10
607 ^b	Мыс Валижген	Серпентинит апогарцбург.	1,572	1,564	0,008	Малый
823-6	Там же	Серпентинит апсдуштовый	1,574	1,566	0,008	„
626 ^b	Куюльевский	Лерцолит серпентинизир.	1,574	1,568	0,006	„
9 ^a	Тамвацкийский	То же	1,573	1,567	0,006	26—30*
13 ^a	„	Дунит серпентинизир.	1,574	1,568	0,006	20*
20 ^a	„	Перидотит серпентинизир.	1,574	1,566	0,008	20—30
180 ^b	Мал. Научпрылай	То же	1,573	1,568	0,005	Малый
183 ^b	Там же	Лерцолит серпентинизир.	1,575	1,568	0,007	„
315 ^a	Г. Серая	Серпентинит апоперидотит.	1,574	1,565	0,009	„
79	Г. Красная	Пироксенит серпентинизир.	1,575	1,566	0,009	0—5*
193 ^a	„	Дунит серпентинизир.	1,573	1,568	0,005	0—5*
414 ^a	Чарынайский	То же	1,573	1,565	0,008	Малый
431 ^a	„	Перидотит серпентинизир.	1,571	1,564	0,007	„
168 ^b	Бассейн р. Хатырки	Гарнбургит серпентинизир.	1,570	1,566	0,004	„
Средние значения (\bar{X}) ($n=20$)			$1,573 \pm \pm 0,002$	$1,567 \pm \pm 0,002$		

* Угол $2V$ замерялся методом Варданянца.

** Удлинение псевдоволокон всегда отрицательное.

дита I генерации всегда отрицательное. Отрицательное удлинение псевдоволокон имеют также lizardиты II генерации. Однако псевдоволокнистое строение последних (в зависимости от сечения минерала в шлифе) не всегда видно под микроскопом на плоском столике, и тогда определение знака псевдоволокон минерала возможно только на столике Федорова.

Отрицательное удлинение псевдоволокон lizardита, как подчеркивает В. Р. Артемов (1970), один из главных отличительных критериев его от антигорита и хризотила. Другим признаком lizardита, отличающим

Оптические свойства lizardita II генерации

№ обр.	Гипербазитовый массив	Порода	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$2V$
51	Усть-Бельский	Серпентинит аподунитовый	—	1,563	—	—	$\sim(-)10^*$
90	То же	Дунит серпентинизир.	—	1,560	—	—	$(-)0-5^*$
617 ^б	Кулюльский	Гарцбургит серпентинизир.	—	1,561	—	—	Близок к нулю
624	„	Серпентинит апонеридотит.	1,566	—	1,560	0,006	$\sim(-)0-10$
145	Тамватнэйский	Лерцолит серпентинизир.	—	1,561	—	—	$\sim(-)5^*$
178 ^а	Мал. Чапрынсай	Перидотит серпентинизир.	1,563	—	1,559	0,004	Близок к нулю
180 ^б	То же	Лерцолит серпентинизир.	1,565	—	1,561	0,004	—
180 ^а	„	Верлит серпентинизир.	1,567	—	1,562	0,005	—
182 ^с	„	Серпентинит аюгарцбург.	1,567	—	1,561	0,006	—
183 ^б	„	То же	1,562	—	1,558	0,004	Близок к нулю
805 ^а	Г. 1064	Серпентинит аподунитовый	1,567	1,563	1,561	0,006	То же
807 ^в	Г. 1064	Дунит серпентинизир.	1,567	—	1,562	0,005	—
405 ^б	Бассейн р. Лозовки	Серпентинит	1,562	—	1,556	0,006	$(-) 0-12^*$
79	Г. Красная	Серпентинит апонеридотит.	—	1,565	—	—	—
82 ^а	„	Серпентинит	—	1,561	—	—	$(-) 0-20$
196 ^г	„	Гарцбургит серпентинизир.	—	1,565	—	—	$(-) 0-5$
330	Чапрынсайский	Серпентинит аюгарцбург.	1,563	—	1,559	0,004	—
61 ^а	Бассейн р. Хатырки	То же	—	1,562	—	—	—
64 ^в	То же	„	—	1,558	—	—	—
Средние значения (\bar{N}) ($n=10$)			$1,565 \pm 0,002$	—	$1,560 \pm 0,002$		

* Угол $2V$ замерялся методом Вардьянца.

Таблица 57

Химический состав разновидностей lizardita, вес, %

Окисел	1	2	Окисел	1	2
SiO ₂	37,55	41,70	Cr ₂ O ₃	0,11	0,21
Al ₂ O ₃	0,83	0,61	CoO	0,02	0,02
FeO	5,14	1,99	NiO	0,24	0,24
Fe ₂ O ₃	1,84	1,51	V ₂ O ₅	0,04	н. о.
CaO	0,51	н. о.	H ₂ O—	0,45	0,20
MgO	39,73	40,01	П.л.п.	13,27	13,32
MnO	0,11	0,09			
TiO ₂	н. о.	н. о.	Сумма	99,91	99,93
P ₂ O ₅	„	„	H ₂ O+	12,29	12,41
K ₂ O	0,02	0,02	CO ₂	0,44	н. о.
Na ₂ O	0,05	0,01	CO ₃	0,17	0,34

Примечание. 1 — lizardит петельчатый I генерации с незначительной (1—2%) примесью антигоритового бастита из обогащенного оливковым серпентинизированного лерцолита (образец 9^а, Тамватнэйский массив). 2 — lizardит II генерации из серпентинита по дуниту (обр. 405^б, массив бассейна верховьев р. Лозовки) (аналитик Е. Н. Жукова).

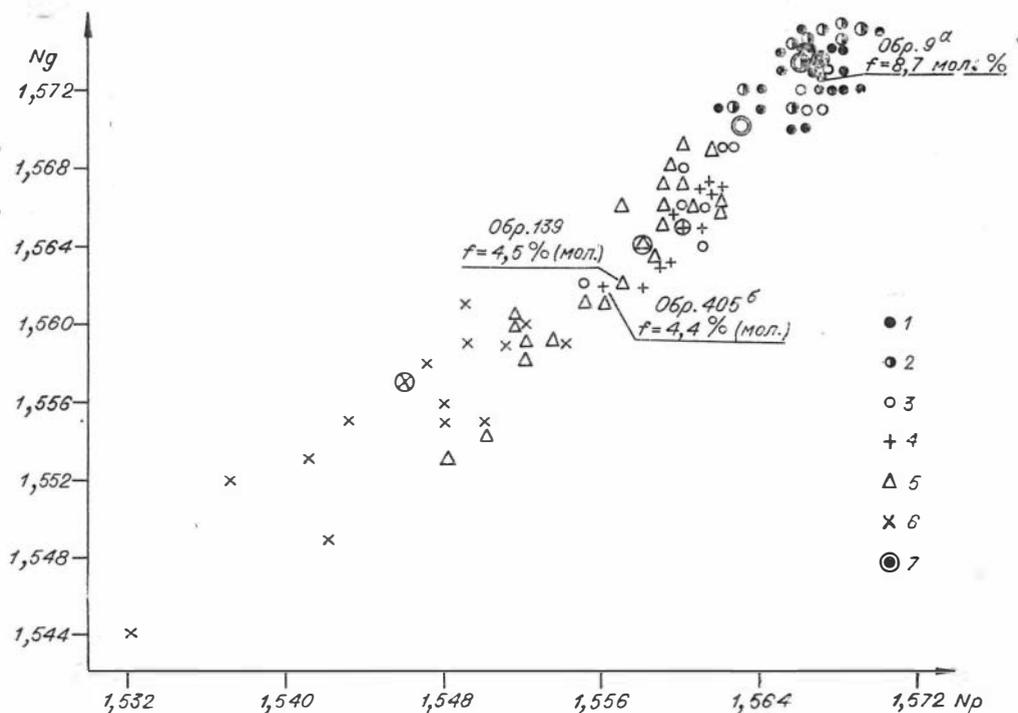
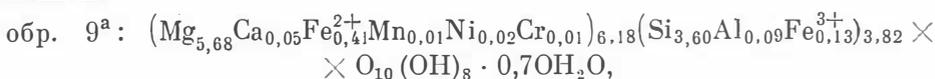


Рис. 30. Соотношение показателей преломления (N_g и N_p) и железистости минералов группы серпентина (1 — lizardит I генерации, 2 — антигорит I генерации, 3 — бацит антигоритовый, 4 — lizardит II генерации, 5 — антигорит II генерации, 6 — хризотил, 7 — средние значения N_g и N_p по отдельным разновидностям).

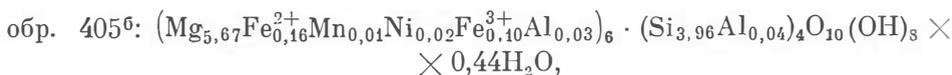
его от хризотила и антигорита, является угол $2V$, который у lizardита обычно отрицательный и лишь изредка достигает $20-30^\circ$, удлинение псевдоволокон отрицательное (табл. 55,56). Замеры углов оптических осей производились на 5-осном столике Федорова, а для контрольной проверки сделанных замеров применялся метод построения стереоконоскопических фигур, предложенный Л. А. Варданышцем (1947, 1959).

Для определения химического состава lizardита были выполнены два химических анализа монофракций минерала (табл. 57).

Кристаллохимические формулы lizardита петельчатого I генерации и lizardита пластинчатого II генерации, рассчитанные по методике И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964), показали следующие соотношения катионов:



$$\text{коэффициент железистости } F = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}} \cdot 100\% = 8,7 \text{ мол. \%};$$



$$F = 4,4 \text{ мол. \%}.$$

При сравнении данных формул с идеальным составом серпентинов обнаруживается некоторый дефицит Si и избыток ионов водорода (избыточная вода вынесена за формулу), в то время как (это будет показано ниже) в составе антигорита наблюдается дефицит гидроксильной группы.

Средние значения N_g для минералов группы серпентина

Минеральный вид	Минеральная разновидность	n	N_g		Значение критерия Стьюдента
			\bar{X}	σ	
Лизардит	I генерации	20	1,573	0,002	$t_{\text{выч}}=10,2$
	II генерации	10	1,565	0,002	$t_{0,1}=3,7$
Антигорит	I генерации	8	1,574	0,002	$t_{\text{выч}}=7,8$
	II генерации	22	1,564	0,005	$t_{0,1}=3,7$
	Антигоритовый бацит	12	1,570	0,004	
Хризотил	«Сноповидный»				
	Хризотиловый бацит Хризотил-асбест	14	1,557	0,005	

Аналогичные результаты при расчетах кристаллохимических формул лизардита получены и другими исследователями (Артемов, 1970; Дир и др., 1966, и др.). В последней работе В. Р. Артемова (1970) из 11 химических анализов разновидностей лизардита, пересчитанных на кристаллохимические формулы, 7 анализов содержат избыточную воду, которая, по мнению автора, является результатом погрешности анализов. Однако у У. А. Дири (1966) эта особенность в структуре лизардита и хризотила находит другую интерпретацию. Избыток ионов (ОН) они объясняют возможностью замещения этими ионами атомов кислорода, которое осуществляется на ребрах серпентиновых слоев. Если частицы минерала достаточно малы, дополнительные ионы, по мнению этих исследователей, могут появляться в количествах, определяемых химическим анализом. В подтверждение сказанному У. А. Диром приводится химический анализ грубозернистого лизардита, в котором нет избытка анионов.

Сравнивая приведенный нами состав лизардитов I и II генераций, отметим, что примерно при равных содержаниях в них катионов Mg и Al в лизардите петельчатом (I) несколько меньше Si и значительно повышено содержание суммарного Fe, при этом железистость F петельчатого лизардита вдвое превышает железистость лизардита II генерации. В связи с тем, что показатели преломления серпентинов находятся в прямой зависимости от железистости минерала, нами был произведен массовый замер показателей преломления лизардитов I и II генераций, отобранных из пород различных массивов изученного региона. У петельчатых лизардитов I генерации показатели преломления довольно постоянны и всегда выше, чем у лизардитов II генерации (табл. 55, 56, рис. 30).

Статистическая обработка результатов замеров показателей преломления лизардитов I и II генераций показала, что между ними по показателю N_g существует значимое (с вероятностью 99,9%) различие (табл. 58).

Рентгенометрические исследования серпентинов проводились в лаборатории ИГиГ СО АН СССР методом порошка в камере диаметром 57,3 мм в кобальтовом излучении с Fe-фильтром. Экспозиция съемки длилась от 8 до 14 ч. Кроме того, для контрольной проверки образцы 193^a (лизардит I генерации) и 713^b (хризотил-асбест) снимались в камере диаметром 114 мм без фильтра с экспозицией 70 ч. Поправка в обоих случаях вводилась по металлическому кремнию (аналитики Д. К. Архипенко, Г. Д. Терлецкая и Л. М. Кривоуцкая).

Данные рентгенометрического анализа лизардитов свидетельствуют о том, что по отражениям 202, 204, 206 и 208 они заметно отличаются от антигорита и хризотила. В этом отношении результаты наших исследований согласуются с данными Э. Уиттэкера и Дж. Зуссмана (Whittaker,

Данные рентгенометрического анализа разновидностей lizardita

hkl	1		2		3		4		5		6		7		8		9		
	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	
002	7,31	10	7,34	7	7,39	8	7,29	10	7,34	8	7,34	6	7,36	10	7,35	10	7,35	10	
020	4,58	4	4,67	4	4,58	3	4,65	3	4,61	4	4,57	4	4,62	7	4,61	7	4,60	4	
022;811*	3,87	4	3,87	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
004	3,64	10	3,67	9	3,66	7	3,65	9	3,63	2	3,67	8	3,64	10	3,65	10	3,66	10	
130	2,64	2	2,77	3	—	—	2,763?	2	2,629	2	2,629	1	2,65	4	2,65	2	—	—	
202	2,505	10	2,46—2,50	10 ^{III}	2,480	10	2,493—2,497	7 ^p	2,481	10	2,497	10	2,495	8	2,498	10	2,500	10 ^{III}	
040	2,272	4	2,267	2	2,267	4	2,258	3	2,254	2	—	—	2,299	2	2,296	8	—	—	
204	2,147	4	2,140—2,154	3 ^{III}	—	—	2,154	2	2,142	4	2,146	3	2,148	6	2,148	8	2,150	5	
832*	—	—	—	—	2,162	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
008	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,830	2	1,828	1	—	—	
206	1,790	2	1,787	3	1,797	4	1,787	4	1,787	5	1,792	2	1,794	4	1,795	7	1,789	4	
310	1,748	8	1,745	4	1,756	5	1,745	4	1,740	3	1,743	1	1,737	4	1,740	3	1,734	2	
028	1,694	1	1,673	2	1,679	2	—	—	—	—	—	—	1,695	1	1,699	2	1,691	3	
14.0.4*	1,570	1	1,572	2	1,584	2	1,578	2	1,576	1	—	—	—	—	—	—	—	—	
060	1,535	8	1,537	5	1,543	6	1,537	5	1,534	5	1,535	8	1,534	7	1,535	9	1,532	7	
208	1,499	2	1,504	4	1,510	4	1,501	4	1,497	4	1,504	4	1,503	6	1,504	6	1,501	5	
934*	1,478	3	1,478	3	1,485	3	1,480	2	1,480	2	—	—	—	—	—	—	—	—	
0.0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,460	1	1,460	2	1,475?	3	
064	—	—	—	—	—	—	—	—	1,413	2	1,413	2	1,415	2	1,417	3	1,412	3	
400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,328	2	1,330	2	—	—	
402	1,310	2	1,315	3	—	—	—	—	1,306	3	1,307	3	1,307	6	1,308	5	1,306	2	
2.0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,277	1	1,279	2	1,280	3	1,279	2
404	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,253	1	1,252	1	1,252	2	—	
0.0.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,218	1	1,217	2	—	
406	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,167	2	1,168	3	—	
408	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,073	1	1,074	2	—	
510	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,056	1	1,058	2	—	
531	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,994	2	0,995	5	—	

Примечание. * — индексы отражений плоских сеток кристаллической решетки серпентина, характерные для антигортитов. 1 — lizardit I генерации из серпентинизированного дунита (обр. 193^a, массив г. Красной). 2 — то же (обр. 194, массив г. Красной). 3 — lizardit I генерации из обогащенного оливковым серпентинизированного лерцолита (обр. 9^a, Тамватэйский массив). 4 — lizardit I генерации из серпентинизированного дунита (обр. 13^a, Тамватэйский массив). 5 — lizardit I генерации из серпентинизированного перидотита (обр. 20^a, Тамватэйский массив). 6 — lizardit II генерации (обр. 405^b, серпентинит по дуниту из массива верховьев бассейна р. Лозовки). 7 — lizardit, обр. 14 (Whittaker, Zussman, 1956). 8 — lizardit обр. 97^k (Артемоз, Ковалев, 1967). 9 — lizardit, обр. 1123, 1124 (Фролов, 1969).

Zussman, 1956), В. Р. Артемова и Г. А. Ковалева (1967), С. М. Фролова (1969, 1970) и других исследователей.

Нами была предпринята попытка установить по данным рентгенометрического анализа различия между лизардитами I и II генераций. Проанализировано 5 проб петельчатого лизардита I генерации, отобранных из частично серпентинизированных дунитов и перидотитов, и 1 проба лизардита II генерации из нацело серпентинизированного дунита (табл. 59). Рентгенометрические данные лизардитов, полученные по нашим пробам, довольно хорошо совпадают с литературными, приведенными в этой же таблице. Вместе с тем обращает на себя внимание наличие в наших пробах отражений, не свойственных лизардитам. Это отражения (отмеченные звездочками) с межплоскостными расстояниями 3,87; 2,147; 1,570; 1,478. Наличие их говорит о присутствии в наших пробах примеси антигорита, что вполне вероятно, так как при оптическом и электронномикроскопическом изучении этих образцов были установлены незначительные количества антигорита. Что касается различий между лизардитами I и II генераций, то они по рентгенометрическим данным практически не обнаруживаются. Мы располагали только одним анализом лизардита II генерации, и поэтому сделанное заключение следует рассматривать как предварительное.

Результаты термического анализа лизардита отображены на рис. 31—32. На кривых ДТА петельчатого лизардита I генерации имеется очень слабый растянутый эндотермический эффект с максимумом в интервале температур 140—170°С, что указывает на присутствие в минерале адсорбционной воды. С этим эффектом связано выделение от 0,5 до 1% воды, что отражено на кривых потери веса (ТГ). На кривых нагревания лизардита I генерации фиксируется также четко выраженный эндотермический эффект, проявляющийся при температурах 440—460°С. Как отмечают многие исследователи (Куриаков, Черных, 1926; Черных, 1930; Артемов, 1970; Филиппов, 1970, и др.), этот эффект обусловлен присутствием в структуре минерала бруситовой воды. В других изученных нами серпентитовых минералах бруситовая вода не обнаруживается. Кроме отмеченных двух эндотермических эффектов, на кривых нагревания лизардита I генерации есть еще один очень слабый эндотермический эффект в интервале температур 500—530°С. Как и предыдущий эндотермический эффект, он свойствен только петельчатому лизардиту I генерации. Причина его появления пока не выяснена. Максимум эндотермии для лизардита I генерации имеет место при температурах 640—660°С. Начало этого эффекта фиксируется в интервале 550—570°С, а заканчивается он при 700—740°С. В этом интервале температур петельчатый лизардит I генерации теряет 9—10% структурной воды. При дальнейшем повышении температуры эндотермический пик сменяется экзотермическим с максимумом 790—800°С. Как установлено многими исследователями (Дир и др., 1966; Иванова, 1961, 1966; Артемов и др., 1967), этот эффект связан с образованием оливина.

Характер кривой ДТА лизардита II генерации (рис. 33) свидетельствует о том, что при температуре около 140°С он освобождается от присутствующего в нем небольшого количества гигроскопической воды. При дальнейшем нагревании начинается постепенное выделение конституционной воды, основная масса которой (около 11%) выделяется при 560—730°С. Максимум этот процесс достигает при температуре 680°С, что на кривой ДТА фиксируется узким и глубоким эндотермическим эффектом. Экзотермический максимум на кривой лизардита II генерации имеет место при 805°С. Наличие же на кривой нагревания лизардита II генерации слабо выраженного эндотермического пика при температуре 640°С предположительно можно связать с присутствием в исследованном образце незначительной примеси лизардита I генерации. Сравнивая

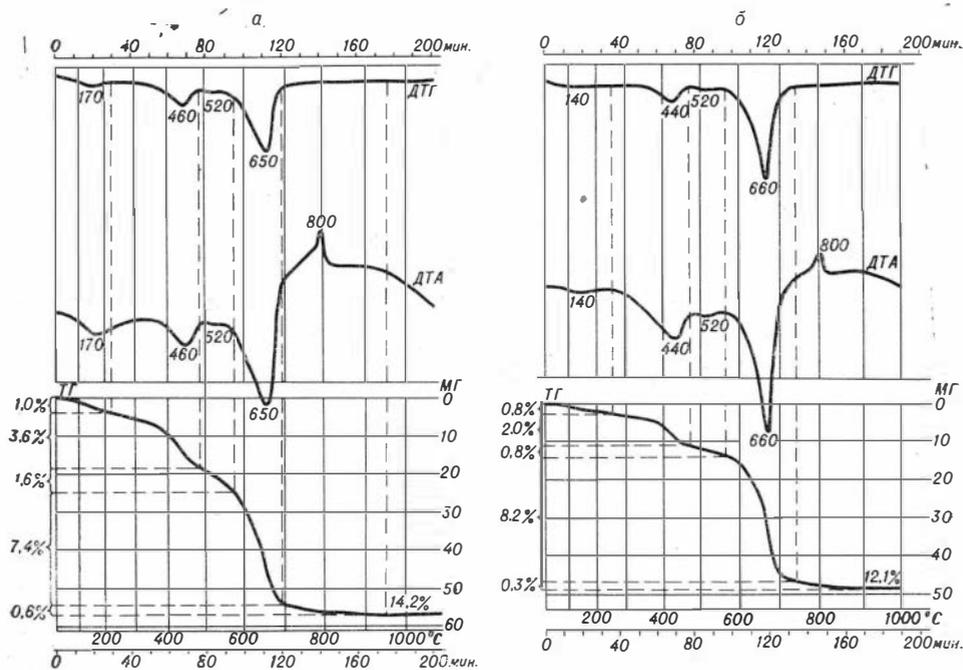


Рис. 31. Дериватограммы lizardитов. ДТГ — дифференциальная кривая потерь веса, ДТА — дифференциальная кривая нагревания, ТГ — простая кривая потери веса (а — петельчатый lizardит I генерации, обр. 193, г. Красная; б — то же, обр. 9а, Тамватнэйский массив).

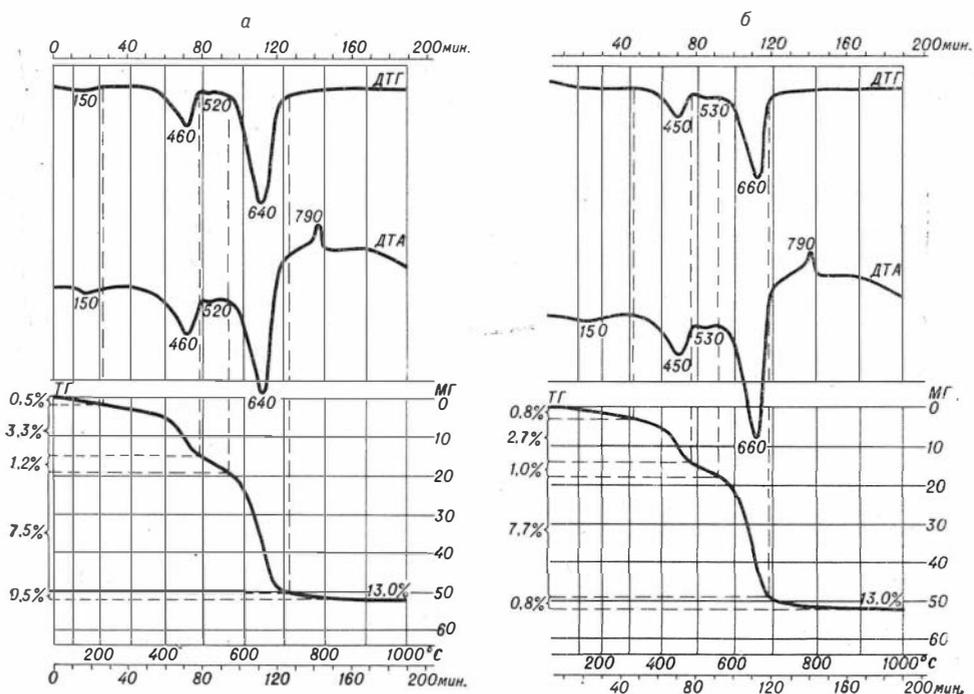


Рис. 32. Дериватограммы lizardитов (а — петельчатый lizardит, обр. 13^а, Тамватнэйский массив; б — то же, обр. 20^а, тот же массив).

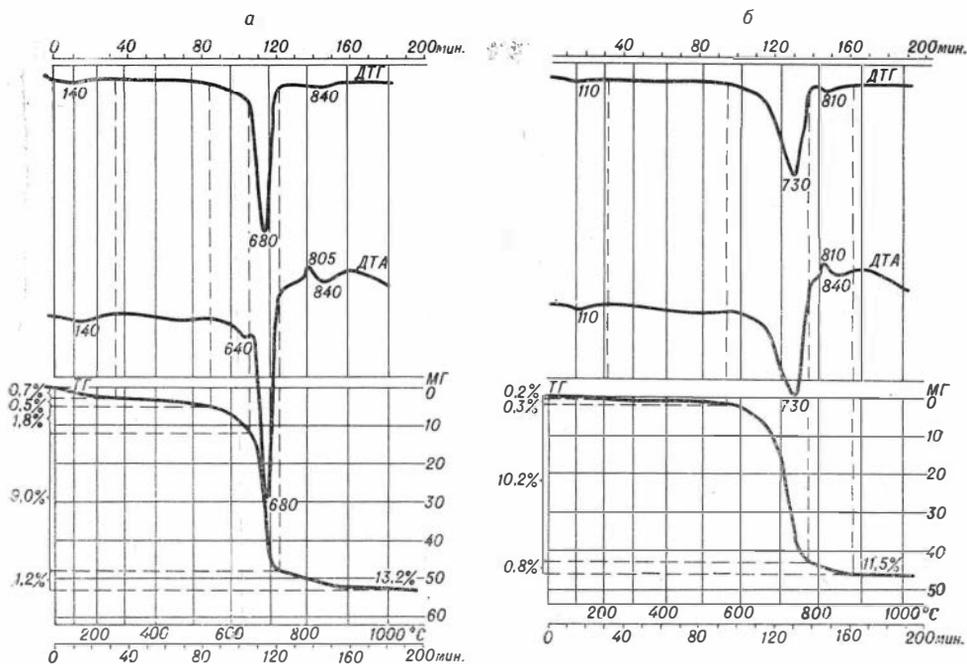


Рис. 33. Дериватограммы: а — lizardита пластинчатого II генерации, обр. 405^б, массив в бассейне р. Лозовки; б — антигорита щетковидного II генерации, обр. 139, Усть-Бельский массив.

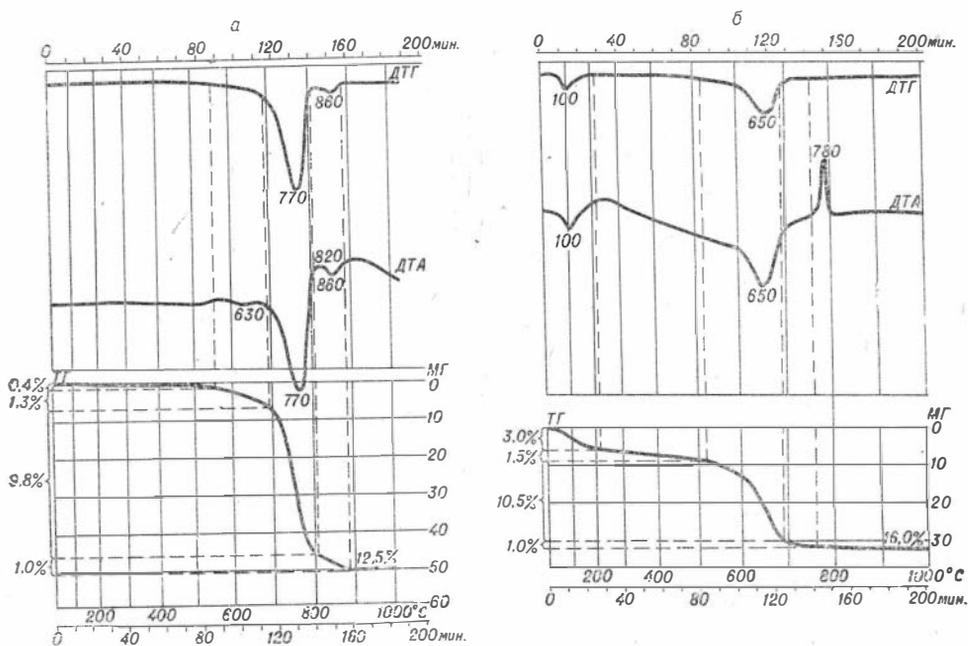


Рис. 34. Дериватограммы: а — пластинчатого антигорита существенно II генерации, обр. 67, Усть-Бельский массив; б — хризотил-асбеста, обр. 713^б, мыс Валижтеп.

Максимумы поглощения на кривых ИК-спектров природных

№ кри- вой	№ обр.	Температура отжига, °С	Массив	Минеральный вид	Максимум		
1	9 ^а	До отжига	Тамватийский	Лизардит петель- чатый	3685	3655	—
2	9 ^а	440	„	То же	3620	—	—
3	9 ^а	720	„	„	3400	—	—
4	9 ^а	960	„	„	—	—	—
5	326 ^а	До отжига	Чирынайский	Оливин эталоп- ный	—	—	—
6	67	350	Усть-Бельский	Антигорит	3400	—	—
7	67	800	„	„	3400	—	—
8	67	До отжига	„	„	3675	—	3670

кривые ДТА лизардитов I и II генерации, можно отметить смещение в сторону более высоких температур максимума главного эндотермического эффекта, вызванного выделением основной массы структурной воды.

Для выявления изменений в структуре лизардитов при нагревании нами были получены также кривые поглощения инфракрасных спектров пробы петельчатого лизардита I генерации, отожженной до температур,

с которыми связаны различные фазовые превращения лизардитов, выраженные на термических кривых характерными эндо- и экзотермическими эффектами (табл. 60, рис. 35). Как видно по графику, при нагревании лизардита I генерации до температуры 440° С, соответствующей на кривой ДТА максимуму эндотермического эффекта, из минерала выделяется бруситовая вода. На кривой ИК-спектра (2) этот процесс отражается существенным изменением характера кривой только в области валентных колебаний О—Н. Максимум пика О—Н связей на кривой поглощения 2 по сравнению с природным образцом (кривая 1) заметно смещен в область низких частот и имеет значительно меньшую относительную интенсивность. Кривые ИК-спектров поглощения того же образца, отожженного до 720° С (кривая 3) и 960° С (кривая 4), т. е. до и после появления экзотермического эффекта (800° С), связанного с образованием оливина, во всех областях спектра существенно отличаются от кривой поглощения природного образца ли-

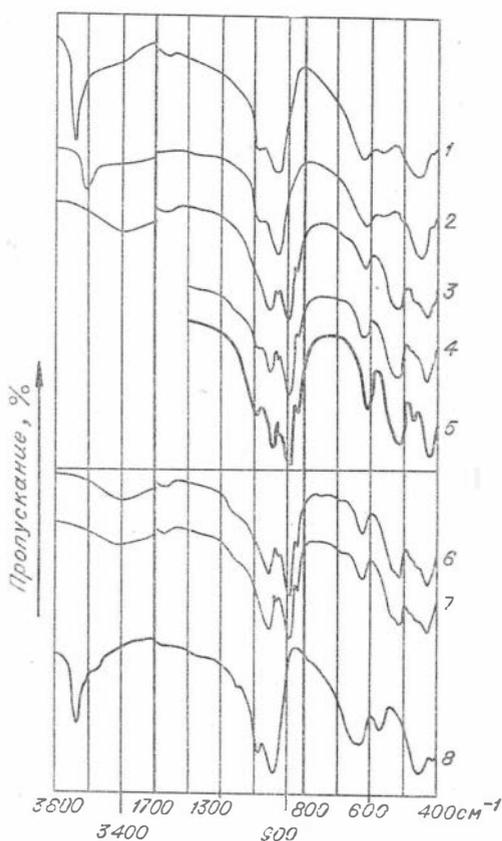


Рис. 35. Кривые ИК-спектров поглощения природных и отожженных серпентинов и оливина (обозначения кривых см. табл. 60).

И стокжженных серпентинов и оливина

поглощения, см^{-1}

1630	—	—	1080	1055	960	—	—	—	615	565	—	—	460	455	415
—	—	—	1080	—	960	—	—	—	615	565	—	—	500	450	410
1640	—	—	1010	—	960	895	—	—	615	—	545	—	465	425	—
—	—	1080	1010	—	960	898	845	—	615	—	515	475	465	425	—
—	—	1090	1000	—	960	895	845	—	610	—	512	475	—	422	—
1640	1230	—	1020	—	960	890	840	690	625	530	510	480	455	425	—
1630	1220	—	1015	—	960	890	845	685	625	530	510	475	460	425	—
1640	1210	—	1075	—	990	—	—	775	625	570	—	—	—	450	410

зардита. При этом, если кривая 3 еще отличается от кривой 5: отсутствуют некоторые характерные для оливина пики в области валентных колебаний Si—O (1090 см^{-1}) и деформационных колебаний (475 см^{-1}), слабо выражены серпентиновые пики 3400 и 1640 см^{-1} , — то кривая 4 оказывается идентичной кривой 5, полученной для чистого природного оливина. Последнее еще раз убедительно доказывает то, что появление на кривых ДТА серпентинов экзотермического эффекта в интервале температур $780\text{—}820^\circ \text{C}$ связано с фазовым переходом серпентина (при его полной гидратации) в оливин.

Антигорит

Антигорит в ультраосновных породах гипербазитовых массивов Ападырско-Корякской складчатой системы является вторым по распространенности минералом из группы серпентина. Он обычно входит в качестве постоянного компонента в серпентиниты смешанного состава, которые присутствуют во всех исследованных памп гипербазитовых массивах. Реже антигорит встречается без примеси других серпентиновых минералов в частично серпентинизированных дунитах и перидотитах и еще реже образует мономинеральные антигоритовые серпентиниты.

Формы выделения антигорита разнообразны. Это иголки, пластинки, брусочки, чешуйки, которые в сочетании образуют многообразные микроструктурные рисунки.

Среди исследованных памп антигоритов по морфологическим признакам и оптическим свойствам выделяются три минеральные разновидности: а) антигорит I генерации, образующийся в начальные стадии серпентинизации за счет первичных силикатов (главным образом оливина); б) антигорит II генерации, образующийся в основном за счет перекристаллизации серпентинов первой фазы, и в) антигоритовый бацит, образующий гомоосевые псевдоморфозы по ромбическому пироксену.

Оптические свойства перечисленных разновидностей антигорита показаны в табл. 61—63. Антигорит — двуосный отрицательный минерал, угол оптических осей которого колеблется от 20 до 77° , удлинение главной зоны минерала положительное. Хорошим диагностическим признаком для различия антигорита I и II генерации является показатель преломления минерала. Антигорит I генерации обладает большим показателем преломления по сравнению с антигоритом II генерации, а показатели преломления антигоритового бацита по своей величине занимают промежуточное положение между антигоритами I и II генераций (табл. 61—63, рис. 30). Статистическая обработка результатов массовых замеров показателей преломления антигорита показала, что антигориты I и II гене-

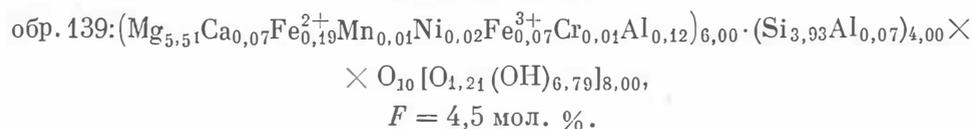
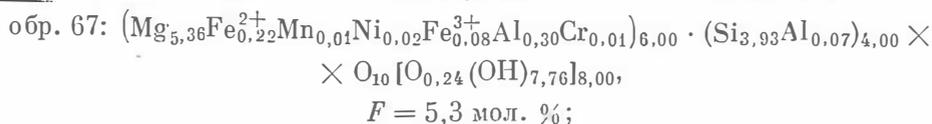
Оптические свойства антигорита I генерации

№ обр.	Массив	Порода	N_g	N_p	$\frac{N_g - N_p}{N_p}$	$-2V$
148 ^b	Усть-Бельский	Серпентинит аповерлитовый	1,574	1,565	0,009	50—60
40	„	Гарибургит серпентинизир.	1,571	1,566	0,005	30—50
55	„	Верлит серпентинизир.	1,572	1,563	0,009	20—30
67	„	Серпентинит	1,575	1,567	0,008	40—60
172 ^b	Янрапайский	„	1,574	1,568	0,006	~50
202	Пекульпейский	Верлит серпентинизир.	—	—	—	Отриц.
238	„	Лердолит серпентинизир.	1,575	1,568	0,007	„
274 ^b	„	То же	1,571	1,562	0,009	„
57	Усть-Бельский	Дунит серпентинизир.	1,575	1,566	0,009	40—50
Средние значения (\bar{X} ($n=8$))			1,574 $\pm 0,002$	1,566 $\pm 0,002$		

раций по N_g значимо (с порогами вероятности 99,9%) различаются между собой (см. табл. 58). Поскольку величина показателя преломления серпентинов, как было отмечено выше, находится в прямой зависимости от величины железистости минерала, можно говорить о том, что антигорит I генерации имеет большую железистость по сравнению с антигоритом II генерации. Правомерность этого заключения подтверждается и данными химического анализа. Антигориты I и II генераций в случае совместного нахождения довольно четко различаются в поляризованном свете по интенсивности интерференционной окраски. Антигорит I генерации обладает более ярко-серой с синеватым оттенком окраской. Различия в железистости антигоритов I и II генераций, очевидно, следует объяснять различными физико-химическими условиями их образования.

Морфология всех разновидностей антигорита одинакова. При исследованиях под электронным микроскопом установлено, что дисперсные частицы их представлены обычно удлинёнными прямоугольными пластинками (табл. XLII), что позволяет надёжно отличать антигорит от изометричных пластинок lizardita и трубчатых волокон хризотила.

Для определения химического состава антигоритов было отобрано два образца антигоритовых серпентинитов, не содержащих примесей других разновидностей серпентинов. Результаты анализов приведены в табл. 64. Пересчёты результатов химических анализов на кристаллохимические формулы показали следующие соотношения катионов:



Оптические свойства антигорита II генерации

№ обр.	Массив	Порода	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$-2V$
90	Усть-Бельский	Дунит серпентинизир.	1,566	—	1,559	0,007	60—68
148 ^b	То же	Серпентинит аповерлит.	1,566	—	1,557	0,009	30—50
139	„	Дунит серпентинизир.	1,562	—	1,557	0,005	27—31
9 ^a	Тамватнэйский	Гарцбургит серпентинизир.	—	1,559	—	—	50—56
196 ^r	Г. Красная	То же	1,563	—	1,559	0,004	60—70
77 ^b	„	Серпентинит апогарцбургит.	—	1,565	—	—	Отриц.
305 ^{жк}	Г. 1064	Серпентинит	1,561	—	1,555	0,006	40—60
308 ^b	Г. 1064	Дунит серпентинизир.	1,566	—	1,562	0,004	Отриц.
421 ^r	Чирынайский	Серпентинит апоперидотит.	1,566	—	1,561	0,005	„
188 ^a	Мал. Научирынай	Серпентинит	1,567	—	1,559	0,008	„
165 ^m	То же	Дунит серпентинизир.	1,560	—	1,552	0,008	40—60
239	Пекульнейский	Серпентинит апо-дунит.	1,566	—	1,562	0,004	~30
261	То же	Лерцолит серпентинизир.	—	1,565	—	—	40—50
274 ^b	„	То же	1,559	—	1,552	0,007	~60
242 ^b	„	Верлит серпентинизир.	1,561	—	1,556	0,005	40—60
228	„	Лерцолит серпентинизир.	1,554	—	1,550	0,004	Отриц.
51	Усть-Бельский	Гарцбургит серпентинизир.	1,559	—	1,554	0,005	„
61 ^a	Бассейн р. Хатырки	Серпентинит апогарцбург.	1,565	—	1,559	0,006	„
64 ^b	То же	То же	1,568	—	1,560	0,008	„
168 ^b	„	Гарцбургит серпентинизир.	1,558	—	1,552	0,006	50—60
326 ^a	Чирынайский	То же	1,569	—	1,560	0,009	Отриц.
617 ^b	Куюльский	Серпентинит апогарцбургит.	1,567	—	1,560	0,007	„
631 ^r	„	Серпентинит	1,553	—	1,548	0,005	„
67	Усть-Бельский	„	1,560	—	1,552	0,008	~40
848-8	Куюльский	„	1,569	—	1,562	0,007	75—77
Средние значения (\bar{X}) ($n=22$)			1,564 $\pm 0,005$		1,557 $\pm 0,004$		

Примечание. Удлинение минерала положительное.

Оптические свойства бастита антигоритового*

№ обр.	Массив	Порода	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$-2V$
109	Усть-Бельский	Гардбургит серпентинизир.	1,571	—	1,566	0,005	30—40
638 ^a	Куюльский	То же	1,568	—	1,560	0,008	40—50
9 ^a	Тамватнэйский	Лерцолит серпентинизир.	1,572	1,569	1,566	0,006	40—45
20 ^a	„	Гардбургит серпентинизир.	1,571	—	1,567	0,004	52—58
180 ^b	Мал. Научирьпай	Серпентинит апоперидотит.	1,564	—	1,561	0,003	40—60
185 ^d	„	То же	1,569	—	1,562	0,007	50**
315 ^b	Г. Серая	„	1,562	—	1,555	0,007	40—50
77	Г. Красная	Гардбургит серпентинизир.	1,575	—	1,569	0,006	56**
79	„	Серпентинит апоперидотит.	1,573	—	1,567	0,006	50—60
196 ^r	„	Гардбургит серпентинизир.	1,566	—	1,560	0,006	60
61 ^a	Бассейн р. Хатырки	То же	1,569	—	1,562	0,007	75
64 ^b	То же	Перидотит серпентинизир.	1,566	—	1,561	0,005	60—70
Средние значения (\bar{X}) ($n=12$)			1,570± ±0,004		1,563± ±0,004		

* Удлинение минерала положительное.
** Угол $2V$ замерен методом Бардадянца.

Таблица 64

Химический состав антигоритов, вес. %

Окисел	1	2	Окисел	1	2
SiO ₂	41,50	42,50	Cr ₂ O ₃	0,19	0,15
Al ₂ O ₃	3,31	1,79	CoO	0,03	0,02
FeO	2,74	2,44	NiO	0,29	0,19
Fe ₂ O ₃	1,09	1,01	V ₂ O ₅	0,02	0,04
CaO	0,15	0,69	H ₂ O ⁻	н.о.	н.о.
MgO	37,98	40,02	П.п.п.	12,26	10,62
MnO	0,12	0,11			
TiO ₂	н.о.	н.о.	Сумма	99,75	99,64
P ₂ O ₅	„	„	H ₂ O ⁺	11,51	10,58
K ₂ O	0,03	0,03	CO ₂	0,39	0,17
Na ₂ O	0,04	0,03	SO ₃	0,17	0,20

Примечание. 1 — пластинчатый антигорит II генерации с примесью до 4—6% антигорита I генерации из антигоритового серпентинита (обр. 67, Усть-Бельский массив). 2 — антигорит II генерации, слагающий щеткообразные агрегаты в серпентинизированном дуните (обр. 139, Уст.-Бельский массив). Аналитик Е. Н. Жукова.

Данные рентгенометрического анализа разновидностей антитерита

hkl	1		2		3		4		5		6		7	
	d/n	I	d'n	I	d/n	I	d/n	I	d'n	I	d'n	I	d/n	I
001	7,34	6	7,34	8	7,24	10	7,30	10	7,28	9	7,31	10	7,34	10
201	—	—	—	—	—	—	6,95	—	—	—	—	—	—	—
301	—	—	—	—	—	—	6,52	3	6,46	0,5	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
410	—	—	—	—	—	—	5,80	3	5,82	0,5	—	—	—	—
710	—	—	—	—	—	—	5,11	1	—	—	—	—	—	—
810	—	—	—	—	—	—	4,67	4	—	—	—	—	—	—
020	4,61	3	4,61	3	4,59	3	4,64	4	4,64	3	4,63	3	4,56	1m
910	4,25	2	—	—	4,14(?)	2	4,27	3	4,26	2	—	—	—	—
811	—	—	—	—	—	—	3,95	4	3,91	1	—	—	—	—
102; 102̄	3,62	6	3,63	8	3,61	10	3,63	9	3,60	8	3,64	9	3,66	3
302; 202	—	—	—	—	—	—	3,52	1	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,96	2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,76	1	2,70	8
15.0.1	—	—	—	—	—	—	2,66	1	—	—	—	—	—	—
930	—	—	—	—	—	—	2,60	2	—	—	2,62	2	—	—
17.0.0;	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16.0.7	—	—	—	—	—	—	2,57	4	2,58	2	—	—	—	—
16.0.1	2,544	10	2,514	10	2,55	9	2,53	10	2,51	10	2,53	8m	2,51	8
931	2,453	2	2,464	2	—	—	2,46	5	2,45	3	2,46	2	2,49	1
003; 18.0.0	2,405	2	—	—	—	—	2,42	4	—	—	2,41	2	2,42	8
17.0.1; 303̄	—	—	—	—	—	—	2,39	3	2,39	2	—	—	—	—
10.3.1	—	—	—	—	—	—	2,35	4	2,31	0,5	2,30	2	—	—
403(?)	—	—	—	—	—	—	2,24	4	2,24	0,5	—	—	—	—
15.0.2	—	—	2,254	2	—	—	2,24	4	2,24	0,5	—	—	—	—
16.0.2	—	—	2,200	3	2,19	1	2,21	4	2,209	1	—	—	2,21	5
832̄	2,162	6	—	—	—	—	2,169	7	2,169	5	2,163	4	2,16	1
16.0.1	—	—	—	—	—	—	2,153	4	2,153	3	—	—	—	—
932̄	—	—	—	—	—	—	2,127	3	2,121	0,25	2,121	1	—	—
17.0.2	—	—	—	—	—	—	2,113	3	—	—	2,086	2	2,06	1
11.3.2̄	2,013	2	2,006	2	—	—	2,085	2	—	—	2,024	1	1,907	5
15.03̄	—	—	—	—	—	—	1,879	3	—	—	—	—	—	—
15.0.3	1,831	2	1,823(?)	2	1,831	1	1,832	5	1,831	2	1,830	2	—	—
004; 104;	—	—	—	—	—	—	1,813	1	1,811	1	1,817	2	—	—
833	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
933	1,779	3	—	—	1,766	1	1,782	5	1,780	3	1,783	3	—	—
10.3.3̄	—	—	1,750	3	—	—	1,755	3	—	—	—	—	—	—
17.0.3	1,740	2	—	—	—	—	1,738	4	1,740	1	1,738	1	—	—
21.3.1	—	—	—	—	—	—	1,680	2	—	—	—	—	—	—
22.3.1	—	—	—	—	—	—	1,638	2	—	—	1,646	1	1,638	6
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,611	1
14.0.4̄	—	—	—	—	—	—	1,587	3	—	—	—	—	—	—
24.3.0	1,564	8	1,558	4	1,578	8	1,563	6	1,554	5	1,562	5	1,562	3
060	1,541	8	1,541	4	1,543	8	1,541	5	—	—	1,540	8	—	—
24.3.1	—	—	—	—	—	—	1,534	5	1,533	4	—	—	1,532	3
15.0.4̄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10.0.4̄	—	—	—	—	—	—	1,523	5	1,517	2	1,512	2	—	—
22.3.2̄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
061	1,510	3	1,503	1	1,510	2	1,509	4	1,500	2	1,500	3	—	—
17.0.4; 934̄	—	—	—	—	—	—	1,497	4,5	1,492	1	—	—	—	—
934	—	—	—	—	—	—	1,480	3	1,477	1	1,480	1	1,487	3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,471	3
10.3.4	—	—	—	—	—	—	1,462	—	1,461	1	—	—	—	—
205	—	—	—	—	1,450	2	1,452	3	—	—	1,453	1	—	—
205	—	—	—	—	—	—	1,448	4	1,447	1	—	—	1,447	3

hkl	1		2		3		4		5		6		7	
	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	—	1,405	0,5	1,419	1	—	—	1,415	0,5	1,415	2	—	—
—	1,343	3	—	—	—	—	—	—	1,339	0,5	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	1,318	4	1,317	3	1,321	5	—	—	1,315	4	1,317	4	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,300	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,289	0,5	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,280	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,264	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1,215	1	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — антигоритовый серпентинит (обр. 67, Усть-Бельский массив). 2 — антигорит II генерации из серпентинизированного дунита (обр. 139, Усть-Бельский массив). 3 — антигоритовый серпентинит (обр. 848-8, Куюльский массив). 4 — данные Э. Уитткера и Дж. Зуссмана (Whittaker, Zussman, 1956), полученные комбинированием данных порошковых пяти образцов антигорита. 5 — данные Дж. Зуссмана (Zussman, 1954), полученные им для антигорита из Микони (Нов. Зеландия). 6 — данные В. Р. Артемова и Г. А. Ковалева (1967) для обр. 278к (Киембайское месторождение, участок Волчьей балки, антигоритовый серпентинит). 7 — данные С. М. Фролова (1969) для обр. 1131 (Воронежский кристаллический массив, антигоритовый серпентинит).

При сравнении кристаллохимических формул антигорита II генерации и лизардита I генерации обнаруживается повышенное содержание в антигорите кремнезема и алюминия и пониженное суммарного железа и магния. По отношению же к лизардиту II генерации антигорит содержит повышенное количество алюминия и пониженное магния. Кроме того, в исследованных нами антигоритах по сравнению с идеальным составом серпентина отмечается дефицит в гидроксильной группе.

Рентгенометрические исследования антигоритов проведены по тем же двум образцам, которые были подвергнуты химическому анализу. Кроме того, проанализирован образец длиннопластинчатого антигорита, отобранный из пород Куюльского массива. Результаты сведены в табл. 65. В ней же помещены рентгенометрические параметры антигоритов по данным других авторов. Исследования нами образцы сходны с этими антигоритами по большинству характерных отражений. Различия в степени интенсивности дифракционных линий (некоторые из них отсутствуют) настолько малозначительны, что не дают оснований для выделения разновидностей среди антигоритов. Вместе с тем сами антигориты совершенно четко отличаются от лизардитов и хризотилов. Эти различия устанавливаются по ряду сближений линий в области углов 38—45°, где особенно характерен проявляющийся в антигоритах дублет линий с индексами 24.3.0 и 060 (Артемов, Ковалев, 1967; Фролов, 1969, 1970).

С помощью термического анализа были изучены два образца антигорита II генерации. Кривые нагревания их, как видно на рис. 33 и 34, довольно резко отличаются от кривых нагревания лизардитов. Это выражается прежде всего в более высокотемпературном главном эффекте дегидратации антигоритов (при 730 и 770°С). Начало этого эффекта также смещено по сравнению с лизардитом в более высокотемпературную область. Основная масса воды, судя по кривой потери веса, выделяется в интервале температур 550—800°С и составляет около 10—11% при общей потере веса 11,5—12,5%. Низкотемпературный эндотермический эффект, связанный с выделением адсорбционной воды, на антигоритовых кривых выражен очень слабо при температуре 110°С (потеря в весе всего лишь 0,2—0,4%). Экзотермический эффект, указывающий на образование оливина, также выражен слабее, чем на кривых нагревания лизардитов, и проявляется в более высокотемпературной области — 810—820°С. Связь этого экзотермического эффекта с фазовым превращением серпентина в оливин про-

Оптические свойства хризотилых разновидностей серпентина *

№ обр.	Массив	Порода	Разновидность	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	+2V	Примечание
165 ^Г	Япранайский	Серпентинит апоперидотит.	Волокнистые слюповидные агрегаты (хризотил «сноповид».)	1,556	1,552	1,548	0,008	10—20	Образуется в результате перекристаллизации ранее существовавших серпентинов
327 ^б	Чпырайский	Верлит серпентинизир.		1,555	—	1,549	0,006	Малый	
421 ^Г	„	Перидотит серпентинизир.		1,560	—	1,552	0,008	„	
61 ^а	Бассейн р. Хатырки	Гарцбургит серпентинизир.		—	1,554— 1,557	—	—	„	
602 ^а	Мыс. Валижген	Перидотит серпентинизир.	Бастит хризотил-видный	1,559	—	1,551	0,008	36—61	Замещает бастит антигортный
803 ^а	То же	То же		1,549	1,546	1,542	0,007	30—40	
82 ^а	Г. Красная	Серпентинит	Хризотил-асбест	1,552	—	1,537	0,015	0—30	Как правило, самые поздние образования
61 ^а	Бассейн р. Хатырки	Серпентинит апогарцбург.		1,559	—	1,554	0,005	Близок к 0	
64 ^в	То же	То же		—	1,553	—	—	Малый	
305 ^д	Г. 1064	Серпентинит аподунит.		1,559	—	1,549	0,010	Близок к 0	
315 ^в	Г. Серая	Серпентинит апоперидотит.		1,555	—	1,543	0,012	~0	
182 ^е	Мал. Научирыйай	Серпентинит		1,558	1,553	1,547	0,011	Малый	
183 ^б	„	„		1,553	—	1,541	0,012	„	
617 ^б	Куюльский	Серпентинит апогарцбург.		1,561	—	1,549	0,012	„	
643 ^б	„	Серпентинит		1,555	—	1,548	0,007	„	
713 ^б	Мыс. Валижген	Гипербазитовая брекчия		1,544	—	1,532	0,012	„	
Средние значения (\bar{X}) ($n=14$)				1,557		1,546			
				±0,005		±0,006			

* Удлинение положительное.

верена инфракрасной спектроскопией. Кривые ИК-спектров поглощения антигорита, отожженного до температур 800 и 850°С (см. рис. 35, кривые 6 и 7), очень близки к кривой спектра поглощения чистого оливина (см. табл. 60, рис. 35). Кроме того, на антигоритовых термических кривых наблюдается экзотермический эффект при 840 и 860°С, который наиболее четко проявлен у обр. 67 (кривая Ж). Этот эффект обусловлен присутствием в пробе небольшой (около 2%) примеси кальцита. Последующие исследования этого образца, предварительно протравленного слабым раствором HCl, данного эффекта не выявили.

Хризотил

Эта разновидность серпентина в исследованных нами ультраосновных породах встречается сравнительно редко. Хризотилсодержащие серпентиниты обнаруживаются обычно в зонах контактов гипербазитовых массивов с прорывающими их гранитоидными или, реже, габброидными интрузиями. Хризотил в составе серпентинитов в небольших количествах был обнаружен в Пекульнейском и Тамватэйском гипербазитовых массивах, а также массивах мыса Валижген.

Нами выделяются три разновидности хризотила: собственно хризотил, хризотиловый бацит и хризотил-асбест. Первый образуется за счет перекристаллизации ранее существовавших лизардита и антигорита. Он слагает крупные сноповидные агрегаты, размеры которых в поперечнике достигают 5—7 мм, что позволило нам условно назвать этот серпентин хризотилом «сноповидным». Хризотиловый бацит возникает за счет

перекристаллизации бацита антигоритового. Хризотил-асбест — самый поздний волокнистый продукт серпентинизации.

Таблица 67
Данные рентгенометрического анализа хризотил-асбеста

hkl	1		2		3	
	$d/n(\text{Å})$	I	$d/n(\text{Å})$	I	$d/n(\text{Å})$	I
002	7,35	10	7,36	10—9	7,35	10
020	4,59	3	4,58	6—5	4,57	7
004	3,67	10	3,66	10—9	3,66	10
130	—	—	2,66	5—4	2,66	3
201	2,59	4	2,594	5—4	2,595	5
20 $\bar{2}$	2,49 (?)	1—2	2,549	6—5	2,549	5
202	2,45	3(?)	2,456	8—7	2,458	10
203	—	—	2,282	4—3	2,283	1
20 $\bar{4}$	—	—	2,215	4—3	2,216	2
204	2,095	1	2,096	6—5	2,098	6
008	1,828	1	1,829	4—3	1,830	5
206	1,740	1	1,748	6—5	1,748	6
—	1,692	2	—	—	—	—
060	1,531	10	1,536	8—7	1,536	9
0010	1,459 (?)	1	1,465	4—3	1,465	3
40 $\bar{2}$	1,318	1	1,317	4—3	1,318	6
402	1,306	1	—	—	—	—
20.10	1,294	2	—	—	1,280	2
00.12	—	—	—	—	1,220	4
00.14	—	—	—	—	1,048	3

Примечание. 1 — хризотил-асбест, обр. 713^б (мыс Валижген). 2 — клинохризотил (Whittaker, Zussman, 1956). 3 — хризотил-асбест нормальной прочности, обр. 1 (Артемов, Ковалев, 1967).

Отсутствие в нашей коллекции существенно хризотилловых серпентинитов затруднило исследование хризотила. Отмеченные три разновидности хризотила выделены главным образом по оптическим и морфологическим свойствам. Все они имеют всегда положительный знак удлинения и малый, также положительный, часто близкий к 0°, реже достигающий 20—30°, угол оптических осей. Лишь у хризотилового бацита значение угла 2V возрастает до +60°. Удлинение положительное. По показателю преломления все разновидности хризотила близки между собой (табл. 58, 66, рис. 30). Наибольшее значение показателя преломления по оси Ng равно 1,561, т. е. заметно ниже соответствующих показателей у лизардита и антигорита.

Дисперсные частицы хризотил-асбеста выглядят как длинные волокна различной толщи-

ны. Некоторые волокна просвечивают внутри и обнаруживают трубчатое строение (табл. XLIII).

Рентгенометрическому анализу был подвергнут лишь один образец хризотил-асбеста из гипербазитового массива мыса Валижген. По межплоскостным расстояниям и относительной интенсивности отражений (табл. 67) наш образец ближе всего отвечает клинохризотилу по классификации Э. Уиттэкера и Дж. Зуссмана (Whittaker, Zussman, 1956) или хризотил-асбесту нормальной прочности, по В. Р. Артемову и Г. А. Ковалеву (1967). Кривые нагревания хризотил-асбеста по эндотермическому эффекту дегидратации (650°C) и экзотермическому эффекту, связанному с образованием оливина (780°C), очень близки к кривым петельчатого lizardита I генерации (см. рис. 34), но отличаются от них более ярко выраженным и смещенным в низкотемпературную область (100°C) эндоэффектом, связанным с выделением адсорбционной воды (около 3%), и отсутствием эндотермических эффектов в интервалах температур 440—460 и 520—530 $^{\circ}\text{C}$.

О ф и т]

Офит — низкодвупреломляющий колломорфный серпентин — в большом количестве был встречен в виде маломощных жилков среди серпентинитов смешанного состава почти во всех исследованных нами гипербазитовых массивах. Иногда он присутствует в составе рассланцеванных lizardит-антигоритовых серпентинитов, где покрывает пленкой и цементирует чечевицеобразные обломки серпентинита. Показатель преломления офита N варьирует от 1,557 до 1,569. Установлено, что офитовые жилки являются продуктом последних стадий серпентинизации, которые, однако, как правило, предшествуют асбестообразованию. Подобные серпентины В. Р. Артемовым и др. (1967) отнесены к разновидностям lizardита и названы lizardитовым офитом.

* * *

*

В заключение характеристики серпентиновых минералов остановимся на результатах исследований их методом инфракрасной спектроскопии. Применение этого вида анализа для разделения минералов, имеющих близкий химический состав, но несколько отличающихся по структуре, как отмечают В. Стубичан и Р. Рой (1964), может оказаться весьма полезным.

В ИК-спектрах минералов группы серпентина обычно выделяются следующие основные группы полос поглощения: 3800—3600 cm^{-1} — область валентных колебаний O — H-связей; 3600 — 3000 cm^{-1} — область водородных связей; 1700 — 1600 cm^{-1} — область деформационных колебаний O — H-связей; 1300 — 800 cm^{-1} — область валентных колебаний Si — O; 800 — 400 cm^{-1} — область, в которой проявляются пики деформационных колебаний, связанных с различиями в слоевых упаковках минералов группы серпентина, и пики, отражающие изоморфные замещения в октаэдрическом слое минерала типа Si — O — (Me³⁺)^{VI} и Si — O — (Me²⁺)^{VI} (Стубичан, Рой, 1964_{1,2}).

Полученные нами кривые ИК-спектров поглощения для серпентинов из пород гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы по набору максимумов поглощения и по своей форме оказались идентичными или очень близкими к кривым для серпентиновых минералов, приведенным в работах Г. Бриндли и Дж. Зуссмана (Brindley, Zussman, 1959), В. Стубичана и Р. Роя (1964_{1,2}) (рис. 36, табл. 68, 69).

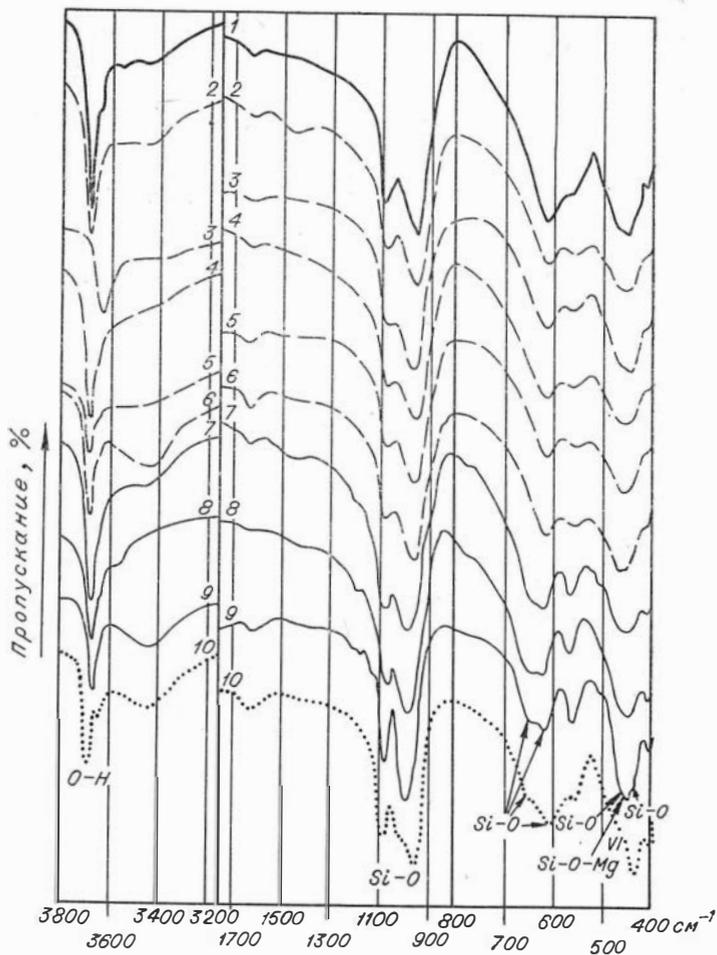


Рис. 36. Кривые ИК-спектров поглощения минералов группы серпентина.

1 — lizardit пластинчатый II генерации (обр. 405^б, серпентинит аподунитовый, массив бассейна р. Лозовки); 2 — 6 — lizardit петельчатый I генерации (2 — обр. 194, серпентинизированный дунит, г. Красная, 3 — с примесью 1—2% хлорита, обр. 165^а, серпентинизированный дунит, Пекульнейский массив, 4 — обр. 9^а, серпентинизированный лерцолит, Тамватнэйский массив, 5 — обр. 13^а, серпентинизированный дунит, Тамватнэйский массив, 6 — обр. 20^а, серпентинизированный гарцбургит, Тамватнэйский массив); 7 — антигорит пластинчатый II генерации (обр. 139, серпентинизированный дунит, Усть-Бельский массив); 8 — антигорит II генерации с примесью (около 5%) антигорита I генерации (обр. 67, серпентинит аподунитовый, Усть-Бельский массив); 9 — антигорит длиннопластинчатый II генерации (обр. 848-8, серпентинит, Куюльский массив); 10 — хризотил-асбест (обр. 713^а, г и пербазитовая брекчия, массив мыса Валяжген).

Сравнительный анализ кривых ИК-спектров различных областей поглощения изученных lizardитов, антигоритов и хризотил-асбеста позволяет сделать следующие основные выводы.

В области валентных колебаний O — H для всех исследованных нами серпентиновых минералов характерны максимумы 3675 — 3685 см⁻¹ и для большинства — максимумы 3640 — 3655 см⁻¹. Исключение составляет петельчатый lizardит из Пекульнейского массива (рис. 36, кривая 3, табл. 68), у которого максимум пика O — H-связей заметно смещен в область более низких частот. Смещение, вероятно, объясняется тем, что, как установлено оптическими исследованиями, данная проба lizardита содержит незначительную примесь хлорита.

В области валентных колебаний Si — O ($800 - 1300 \text{ см}^{-1}$) кривые поглощения серпентиновых минералов отличаются как положением и разрешением некоторых пиков, так и их относительной интенсивностью. Особенно четкие индивидуальные особенности имеют кривые антигоритов благодаря наличию максимумов $990-995$ и 1210 см^{-1} . Правда, последний максимум имеет очень слабое разрешение, но отмечается в спектрах всех исследованных нами антигоритов и отсутствует на кривых поглощения lizardита и хризотил-асбеста. Это хорошо согласуется с исследованиями Г. Бриндли и Дж. Зуссмана (Brindley, Zussman, 1959), подчеркнувшими важное диагностическое значение для антигоритов максимума со значением около 1200 см^{-1} . Кривые поглощения хризотил-асбеста в этой области отличаются от кривых других серпентиновых минералов: они имеют широкий слабо разрешенный пик 1020 см^{-1} , присутствие которого отмеченные исследователи считают характерным признаком, позволяющим отличить хризотил от других серпентиновых минералов. Все полученные нами кривые поглощения серпентинов содержат сильные максимумы в области $1075 - 1090 \text{ см}^{-1}$, которые, однако, для каждой разновидности обладают неодинаковым разрешением и величиной относительной интенсивности, что хорошо фиксируется на графике (рис. 36).

Существенные различия в ИК-спектрах поглощения исследованных нами серпентинов обнаруживаются в области между $400 - 800 \text{ см}^{-1}$, где проявляются пики деформационных колебаний и пики, отражающие изоморфные замещения в октаэдрическом слое минералов. В этой области присутствуют все сильные полосы поглощения ($610 - 625$, $560-580$, $450-475$ и $405-415 \text{ см}^{-1}$), характерные для минералов данной группы, но у каждой минеральной разновидности они по отношению друг к другу или смещены, или слабее разрешены, или, наконец, имеют различную относительную интенсивность, что очень хорошо отражено на графике (рис. 36, табл. 68). Кроме того, в этой области поглощения кривые ИК-спектров антигорита (7, 8 и 9) и хризотил-асбеста (10) имеют дополнительный максимум при $645-655 \text{ см}^{-1}$, отсутствующий на кривых lizardита.

Все отмеченные особенности кривых ИК-спектров в данной области поглощения различных модификаций серпентина, как указывают В. Стубичан и Р. Рой (1964_{1,2}), по-видимому, обусловлены различием в слоевой упорядоченности и характере изоморфного замещения в октаэдрическом слое кристаллической решетки минерала.

Коротко остановимся на проблеме генезиса серпентинитов. Этому вопросу как в отечественной, так и зарубежной литературе уделено большое внимание. Детальный критический обзор его приводится в обстоятельной работе В. Р. Артемова (1970). Поэтому ниже в самых общих чертах осветим лишь наши представления о происхождении серпентинитов, основанные на анализе минералов по гипербазитам Анадырско-Корякской складчатой системы и сравнении полученных результатов с литературными данными.

Состав и морфологические особенности серпентинитов, пространственное расположение их разновидностей в ультраосновных массивах, соотношения между различными видами серпентиновых минералов, а также результаты экспериментов позволяют нам рассматривать серпентинизацию как сложный многостадийный процесс переработки гипербазитов. Он совершается под воздействием водных растворов, многообразных по природе, но всегда привнесенных в ультраосновные породы извне. Это положение базируется на представлениях о гипербазитах как о тугоплавком остатке вещества верхней мантии, который внедрялся на самые верхние ее уровни и нижние горизонты земной коры в твердом виде (см. гл. VI). Оно вытекает также из анализа глубин, на которых может зародиться вещество альпинотипных гипербазитов, и соответ-

Максимумы поглощения на кривых ИК-спектров минералов группы серпентина складчатой

№ п/п	№ обр.	Массив	Минеральный вид или разновидность	Максимумы			
1	405б	Бассейн р. Лозовки	Лизардит пластинчатый II генерации	3685	3650	3570	3470
2	194	Г. Красная	Лизардит игольчатый I генерации	3685	3640	3560	3440
3	165	Пекульнейский	То же	3630	—	—	3400
4	9а	Тамватнэйский	„	3685	3655	—	—
5	13а	„	„	3685	3650	—	3475
6	20а	„	„	3685	3650	—	3440
7	139	Усть-Бельский	Антигорит пластинчатый	3680	—	—	3450
8	67	„	То же	3675	—	3570	—
9	848-8	Кутельский	Антигорит длиннопластинчатый	3675	3640	—	3435
10	733б	Мыс. Валижген	Хризотил-асбест	3685	3640	—	3440

ственно из оценки физико-химических условий, существующих на этих уровнях маитни. Как будет показано ниже (гл. VI), *PT*-условия в обстановке, где может возникать тугоплавкий остаток ультраосновного состава, таковы, что водный флюид в сколько-нибудь заметных количествах образоваться не может. Поэтому серпентинизация гипербазитов рассматривается нами как процесс только аллометаморфический.

Учитывая состав серпентиновых минералов, их структурные особенности, последовательность выделения и зональное распределение отдельных видов серпентинитов в ультраосновных массивах, выделяем две крупные фазы процесса серпентинизации: фреатическую и гидротермально-метасоматическую.

Фреатическая фаза — наиболее ранний этап изменения гипербазитов, с которым связана массовая серпентинизация пород. Этот процесс проявляется в образовании широко развитого в ультраосновных породах игольчатого лизардита I генерации и, менее, антигорита I генерации. Серпентинизация этой фазы вызвана воздействием на внедряющиеся в геосинклинальные толщи гипербазиты морской воды и происходит при температурах не выше 450—550° С. На этой же стадии, видимо, образуется и большая часть лизардита II генерации, в результате чего в приконтактных частях массивов формируется серпентинитовая «рубашка». Процесс фреатической серпентинизации протекает, по всей вероятности, в условиях дефицита кислорода, о чем свидетельствуют высокая железистость серпентиновых минералов и отсутствие или малое количество в них дисперсного магнетита.

Гидротермально-метасоматическая фаза серпентинизации следует за фреатической и протекает под воздействием на слабо измененные гипербазиты и серпентиниты водных флюидов, генетически связанных с интрузией в ультраосновные породы более молодых габброидов и гранитоидов. В отличие от серпентинизации фреатической фазы, носящей региональный характер, серпентинизация гидротермально-метасоматической фазы протекает в узких зонах и имеет локальное распространение. Серпентиновые минералы этой фазы представлены (в хронологической последовательности): антигоритом II генерации, хризотилом, офитом и хризотил-асбестом. Они образуются как за счет первичных минералов гипербазитов, так и за счет изменения и перекристаллизации серпентитов фреатической фазы

из ультраосновных пород гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской системы

поглощения, см⁻¹

1630	1545	—	—	—	—	—	1085	—	955	—	—	—	615	580	—	465	450	415
1630	—	1445	—	—	—	—	1080	—	960	—	—	—	615	565	500	—	450	415
1630	—	—	—	—	—	—	1080	—	970	—	—	—	615	565	—	465	445	415
1630	—	—	—	—	—	—	1080	1055	960	—	—	—	615	565	—	460	455	415
1640	—	—	—	—	—	—	1085	1060	970	—	—	—	615	560	500	470	450	415
1630	—	1430	—	—	—	—	1090	1050	960	—	—	—	615	565	500	465	455	415
1630	—	1440	1210	—	—	—	1075	—	990	970	780	640	625	570	—	455	—	410
1640	—	1420	1210	—	—	—	1075	—	990	—	775	645	625	570	—	—	450	410
1625	—	—	1210	1180	1165	1130	1080	—	995	—	—	640	625	565	505	450	445	405
1635	—	—	—	—	—	—	1090	1020	965	—	—	655?	610	560	—	475	435	410

в широком диапазоне температур и окислительной обстановке. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, низкая железистость серпентинов этой фазы и наличие в них обильного дисперсного магнетита, а с другой стороны — состав парагенезисов минералов (антигорит, хризотил, офит, асбест, амфиболы, тальк, брусит, карбонаты). В гидротермально-метасоматическую фазу серпентинизации, по-видимому, образуется и часть лизардита II генерации, но в настоящее время нет убедительных доказательств для отделения их от одноименных разностей фреатической фазы. Однако, исходя из условий образования минералов гидротермально-метасоматической фазы, можно предполагать, что по аналогии с другими серпентиновыми минералами поздней фазы лизардит II генерации этой фазы должен быть менее железистым, чем фреатической фазы.

Предлагаемая генетическая классификация серпентиновых минералов и намеченная зональность процесса серпентинизации изложены в самом общем виде. Совершенно очевидно, что этот процесс гораздо сложнее и в каждой фазе возможно выделение самостоятельных подфаз и этапов, которые могут быть тесно сближены во времени. Однако общая направленность его в изложенной форме, по-видимому, реальна, чему убедительным доказательством служат результаты работ других исследователей (Артемов, 1970; Судиловский, 1969; Фролов, 1970, и многие другие).

От существующих генетических классификаций минералов группы серпентина предлагаемая нами схема отличается следующим.

1. Отрицается наличие аутометаморфической стадии серпентинизации, с которой отдельные авторы (Судиловский, 1969; Фролов, 1970) связывают образование лизардита.

2. Фреатическая серпентинизация не выделяется в самостоятельную стадию, как делает В. Р. Артемов (1970), а рассматривается как одна из наиболее крупных фаз аллометаморфического процесса.

3. Для серпентинизации, связанной с вторичным изменением серпентиновых минералов фреатической фазы и образованием серпентинов под воздействием более поздних габброидных и гранитоидных интрузий, вводится понятие гидротермально-метасоматической фазы. Этот термин хорошо отражает генетическую сторону процесса, локальный характер его проявления и связь с интрузивами, рвущими и метаморфизующими гипербазиты.

Максимумы поглощения на кривых ИК-спектров минералов группы серпентина в области 5000—650 см⁻¹ по данным Г. Бриндли и Дж. Зуссмана (Brindley, Zussman, 1959)

Вст. №	Минеральный вид	Максимум поглощения, см ⁻¹										
		3636,4	3389,8	1612,9	—	—	1081,1	4015,2	—	952,4	—	
1	Хризотил	3636,4	3389,8	1612,9	—	—	1081,1	4015,2	—	952,4	—	—
3	Однослойный ортосерпентин (лизардит) массивный	3649,6	3389,8	1612,9	—	—	1087,0	—	952,4	873,4	—	—
4	То же	3636,4	3389,8	1612,9	—	—	1092,9	1000,0	934,6	873,4	—	—
7	Антигорит (пикролит) волокнистый	3623,2	3333,3	1600,0	—	1197,6	1081,1	—	952,4	873,4	775,2	704,2
8	Антигорит пластинчатый	3636,4	3389,8	1626,0	—	1197,6	1075,3	—	956,9	—	775,2	709,2
5	Шестислойный ортосерпентин массивный	3623,2	3278,7	1600,0	—	—	1063,8	1015,2(?)	947,9	892,9	—	—
6	То же, волокнистый	3623,2	3389,8	1612,9	—	—	1075,3(?)	1030,9	995,0	881,1	793,7	—

Минералы метасоматических апогипербазитовых пород

Пироксениты

Породообразующие минералы метасоматических апогипербазитовых пород представлены оливином, ромбическими и моноклинными пироксенами, амфиболами, гранатом и шпинелью.

Ромбические пироксениты. Как отмечалось выше, они являются главным компонентом энстатитов и бронзитов, а также наряду с моноклинными пироксенами входят в число основных породообразующих минералов вебстеритов. По составу среди ромбических пироксенов выделяются энстатит и бронзит.

Химический состав ортопироксенов, входящих в состав пироксенитов, довольно близок (табл. 72). Среднее содержание ферросилитовой молекулы в них для энстатитов и бронзитов составляет 11,13 мол. % $\pm 3,54$, а в вебстеритах — 12,96 мол. % $\pm 4,20$. Как показывает статистический анализ, эти различия имеют незначимый характер (табл. 73) (для порога вероятности 95%).

Сосуществующий же с ортопироксенами оливин, присутствующий в описываемых породах как примесь, значимо отличается по железистости. В вебстеритах он всегда представлен хризолитом, а в мономинеральных пироксеновых породах по составу он может отвечать и хризолиту и форстериту.

Средние значения параметров элементарной ячейки проанализированных ортопироксенов составляют: $a = 18,268 \text{ \AA}$, $b = 8,842 \text{ \AA}$, $c = 5,210 \text{ \AA}$. По величине этих параметров средний состав исследованных ортопироксенов соответствует брон-

Оптические свойства и состав минералов из энстатитов и бронзитов

№ обр.	Массив	Ромбический пироксен					Оливин			
		N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	$\frac{E_n}{\text{мол. \%}}$	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$F_0, \%$
80г	Г. Красная	1,686	1,674	0,012	-82	82	—	—	—	—
192	„	1,679	1,667	0,012	-88	88	1,696	1,660	0,036	88
196в	„	1,683	1,672	0,011	-86	85	1,697	1,662	0,035	87
189д	„	1,681	1,671	0,010	-85	86	—	—	—	—
411в	Бассейн р. Лозовки	1,681	1,670	0,011	-86	87	—	—	—	—
507-2	То же	1,680	1,670	0,010	+88	88	1,699	1,664	0,035	86
507-3	„	1,683	1,672	0,011	—	85	1,702	1,666	0,036	85
318а	„	1,678	1,668	0,010	+87	90	—	—	—	—
319	„	1,682	1,671	0,011	-86	86	1,699	1,665	0,034	86
411з	„	1,682	1,671	0,011	—	86	—	—	—	—
180а	Бассейн р. Хатырки	1,671	1,661	0,010	+86	94	—	—	—	—
327а	Чирывайский	1,685	1,673	0,012	—	83	1,705	1,669	0,036	83
328а	„	1,678	1,668	0,010	—	90	—	—	—	—
418г	„	1,672	1,662	0,010	—	93	1,683	1,649	0,034	93
413д	„	1,674	1,664	0,010	—	92	1,686	1,652	0,034	92
334д	„	1,670	1,660	0,010	+84	95	—	—	—	—
504-1	Г. 1064	1,670	1,660	0,010	—	95	—	—	—	—
	Мыс. Вализген (по данным Н. М. Янчук)	—	—	0,010	+86 ÷ ÷ ± 90	93 ÷ 87	—	—	—	—

зиту. Существенные отличия обнаруживает лишь ортопироксен, входящий в состав амфиболового вебстерита из Усть-Бельского гипербазитового массива. По данным химического анализа (табл. 72, обр. 110б), он резко обогащен глиноземом по сравнению с другими ромбическими пироксенами. Такие высокоглиноземистые ромбические пироксены характерны, как отмечает Р. А. Хаун (1967), для пород гранулитовой фации метаморфизма, образующихся при повышенных давлениях.

Для определения содержания элементов-примесей мономинеральные фракции ромбических пироксенов были подвергнуты полуквантитативному спектральному анализу (табл. 74). Медь, цинк, ванадий, скандий и цирконий присутствуют во всех анализированных пробах. Концентрации меди, ванадия и скандия в два раза превышают средние содержания их в ультраосновных породах, тогда как количество циркония на порядок ниже этих содержаний.

Моноклинные пироксены — главный породообразующий минерал диопсидов и вебстеритов. В первых количество его колеблется от 71 до 98 об. %, а во втором — от 14 до 75 об. %. Кроме того, от 2 до 40 об. % моноклинового пироксена содержится в гранат-пироксен-амфиболовых (эктогиттоподобных) породах.

По химическому составу и оптическим свойствам (табл. 75, 76) моноклинные пироксены относятся к диопсид-геденбергитовому ряду. Количество геденбергитовой молекулы в них непостоянно. Железистость колеблется от нуля в диопсидитах до 20% в вебстеритах. Наиболее высокой железистостью (до 36,5%) отличаются моноклинные пироксены, входящие

Оптические свойства и состав минералов из вебстеритов

№ обр.	Район взятия образца	Минерал	Оптические константы					Состав, мол. %
			N_g	N_p	$N_g - N_p$	$c.N_g$	$2V$	
322	Бассейн р. Лозовки	Ромбич. пироксен	1,680	1,670	0,010	—	+87	En ₈₈
		Монокл. пироксен	1,704	1,674	0,030	40°	+56	Di ₈₉
		Амфибол	1,635	1,605	0,030	12°	-84	Купферит
321 ^e		Ромбич. пироксен	1,686	1,674	0,012	—	-84	En ₈₂
		Монокл. пироксен	1,707	1,679	0,028	42°	+56	Di ₈₄
508-2		Ромбич. пироксен	1,686	1,675	0,011	—	-83	En ₈₂
		Монокл. пироксен	1,711	1,683	0,028	—	+52	Di ₈₂
		Оливин		$N_m = 1,695$				Fo ₇₃
310 ^ж		Ромбич. пироксен	1,677	1,667	0,010	—	—	En ₉₁
	Монокл. пироксен	1,699	1,670	0,029	—	—	Di ₉₆	
507-1	Ромбич. пироксен	1,682	1,671	0,011	—	-87	En ₈₆	
	Монокл. пироксен	1,700	1,671	0,029	42	+55	Di ₉₅	
	Оливин	1,706	1,670	0,036	—	—	Fo ₈₂	
508-1	Ромбич. пироксен	1,682	1,671	0,011	—	-87	En ₈₆	
	Монокл. пироксен	1,699	1,670	0,029	—	+55	Di ₉₆	
	Оливин	1,703	1,668	0,035	—	-84	Fo ₈₄	
410 ^б	Усть-Бельский массив	Ромбич. пироксен	1,681	1,671	0,010	—	+87+ +88	En ₈₇
	Монокл. пироксен	1,706	1,681	0,025	—	+57	Di ₈₅	
	Амфибол Шпинель	1,657 1,740	1,638 Уд.вес 3,65	0,019	22 $a_0 = 8,086$	-85	Обыкновенная роговая обманка	
174	Бассейн р. Хатырки	Ромбич. пироксен	1,684	1,673	0,011	—	—	En ₈₄
		Монокл. пироксен	1,710	1,682	0,028	43	+54	Di ₈₀

№ обр.	Район взятия образца	Минерал	Оптические константы					Состав, мол. %
			N_g	N_p	$N_g - N_p$	cN_g	$2V$	
352 ^в	Чирыйнай-ский массив	Ромбич. пироксен	1,672	1,662	0,010	—	—	Ep ₉₄
		Монокл. пироксен	1,700	1,671	0,029	—	—	Di ₉₅
		Оливин	1,699	1,664	0,035	—	—	Fo ₈₆
329		Ромбич. пироксен	1,676	1,665	0,011	—	—	Ep ₉₂
		Монокл. пироксен	1,700	1,672	0,028	—	—	Di ₉₅
333 ^б		Ромбич. пироксен	1,673	1,663	0,010	—	—	Ep ₉₃
		Монокл. пироксен	1,703	1,673	0,030	—	+56	Di ₉₀
		Оливин	1,697	1,663	0,034	—	—	Fo ₈₇
94		Мыс. Валпиген (по данным Н. М. Явчук)	Ромбич. пироксен	—	—	—	—	-82
	Монокл. пироксен		—	—	0,028	32	+53	Di ₈₃

в состав эцлогитоподобных пород (табл. 77). Среди моноклиных пироксенов пироксенитов выделяется группа высокоглиноземистых клинопироксенитов (глинозема в них от 6,7 до 9% и более). Эти пироксены либо совершенно не содержат хрома, либо содержат его в минимальных количествах. В противоположность им малоглиноземистые моноклиные пироксены пироксенитов всегда содержат Cr_2O_3 0,45—0,74%. В пироксенитах, содержащих высокоглиноземистый моноклиный пироксен, как аксессуарный минерал всегда присутствует шпинель (герцинит или плеонаст), в пироксенитах, состоящих из пироксенов с обычным содержанием глинозема, шпинель отсутствует. Рентгенометрическим анализом (табл. 78) установлено, что высокоглиноземистые моноклиные пироксены отличаются от малоглиноземистых разностей пониженным значением параметра b , большим углом моноклиности β и повышенным содержанием кальциевого компонента.

Для моноклиных пироксенов гранатсодержащих (эцлогитоподобных) пород характерно повышенное содержание глинозема (табл. 76).

Часть последнего входит в структуру минерала в форме Al^{VI} . Высокое отношение окисного железа к закисному, повышенное содержание глинозема и кальция приближает часть исследованных нами моноклиных пироксенов по составу к фассаитам (Дир и др., 1965; Шабынина, 1969; Гинзбург, 1970). Следует заметить, что моноклиные пироксены гранатсодержащих (эцлогитоподобных) пород по сравнению с омфацитами эцлогитов бедны жадеитовым компонентом.

Спектр элементов-примесей в моноклиных пироксенах пироксенитов (табл. 74) оказался шире, чем в ромбических пироксенах. Однако только два элемента (медь и ванадий) были обнаружены во всех проанализированных пробах, причем содержание меди, как и в ортопироксенах,

Химический состав ромбических нироксенов из нироксенитов

Оксид	110б	321е	77г	192	180а	319	80 г	41в	\bar{X}	σ
	вебстерит			бронзит-тит	энстатитит	бронзитит				
SiO ₂	50,94	53,30	56,05	56,15	53,75	54,90	55,7	56,0	54,60	1,80
TiO ₂	0,19	0,064	н.о.	н.о.	0,072	0,03	н.о.	н.о.	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	7,62	1,18	0,87	0,65	0,66	0,53	0,40	1,40	1,93	2,55
Fe ₂ O ₃	2,05	0,35	0,30	1,05	2,50	2,01	н.о.	н.о.	1,34	0,82
FeO	6,53	12,11	11,37	7,38	4,02	9,42	12,2	8,98	8,47	2,81
MnO	0,16	0,29	0,214	0,148	0,16	0,26	0,28	0,20	0,21	0,05
MgO	30,03	29,23	28,51	31,72	31,58	30,41	30,2	31,9	30,45	1,16
CaO	1,02	1,40	1,37	0,68	2,30	1,05	0,96	0,74	1,38	0,68
Na ₂ O	0,10	н.о.	0,09	0,03	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	0,08	0,03
K ₂ O	0,02	0,10	0,03	0,08	0,03	„	„	„	0,04	0,03
Cr ₂ O ₃	0,09	0,21	0,38	0,42	0,39	0,13	0,20	0,40	0,27	0,13
NiO	н.д.	0,076	0,019	0,025	0,075	0,03	н.о.	н.о.	0,06	0,03
CoO	„	0,0127	0,01	0,007	0,0033	0,01	„	„	0,01	0,002
P ₂ O ₅	„	0,046	сл.	сл.	0,069	0,01	„	„	0,02	0,03
H ₂ O—	„	0,90	0,20	0,20	0,55	0,45	„	„	1,93	1,15
П.п.п.	1,48	0,35	0,95	1,22	3,90	1,35	„	„		
Сумма	100,23	99,53	100,36	99,82	100,37	100,68	99,94	99,62		

Количество понов в пересчете на 6(0)

Si	1,804 _{2,000}	1,940 _{2,000}	2,000	1,986 _{2,000}	1,952 _{2,000}	1,962 _{2,000}	1,981 _{2,000}	1,966 _{2,000}		
Al ^{IV}	0,196	0,052	—	0,014	0,030	0,026	0,017	0,034		
Al ^{VI}	0,124	—	0,036	0,014	—	—	—	0,025		
Ti	0,006	—	—	—	—	—	—	—		
Fe ⁺³	—	0,008	—	—	0,018	0,012	—	—		
Fe ⁺³	0,056	0,006	0,008	0,028	0,042	0,044	—	—		
Cr	—	0,004	0,010	0,012	0,008	0,004	0,004	0,013		
Fe ⁺²	0,492	0,368	0,338	0,218	0,122	0,282	0,363	0,264		
Mg	1,582	1,584	1,516	1,672	1,710	1,618	1,600	1,669		
Mn	0,006	0,008	0,006	0,004	0,006	0,008	0,008	0,007		
Ca	0,038	0,054	0,052	0,026	0,410	0,040	0,036	0,027		
$\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2}+Mg}$	13,49	19,43	18,64	12,63	9,67	17,28	18,49	13,66	15,19	3,52
$\frac{Ca}{Ca+Mg}$	2,35	3,28	3,32	1,53	6,04	2,41	2,22	1,62	3,16	1,43
ΣR_2O_3	9,76	1,74	1,55	2,12	3,35	2,72	—	—	3,54	2,85

Примечание. Обр. 1105 — Усть-Бельский массив (аналитик И. К. Кузнецова). 321е — бассейн р. Лозовки (аналитик Э. С. Гулецкая). 77г. 192 — г. Красная (аналитик Э. С. Гулецкая). 180а — бассейн р. Хатырки (аналитик Э. С. Гулецкая). 319 — бассейн р. Лозовки (аналитик Э. С. Гулецкая). Анализы на микрозиде (аналитики Л. Н. Поспелова, Ю. Г. Давренъев): 80г — г. Красная, 411в — бассейн р. Лозовки.

Оценка значимости железистости минералов в пироксенитах

		Оливин				Ромбический пироксен		Моноклинный пироксен	
Вебстерит	Диопсидит								
	X̄	16,9	13,99						
	σ	2,9	0,64						
Незначимо									
Эгстатит	Диопсидит								
	X̄	12,40	13,99						
	σ	2,7	0,64						
Незначимо									
Вебстерит	Эгстатит								
	X̄	16,9	12,40						
	σ	2,9	2,7						
Значимо									
Вебстерит	Эгстатит								
	X̄	12,96	11,13						
	σ	4,20	3,54						
Незначимо									
Диопсидит	Вебстерит								
	X̄	6,58	10,75						
	σ	3,45	6,1						
Незначимо									

оказалось повышенным по сравнению с ее концентрацией в ультраосновных породах, а количество ванадия — на порядок выше. Из других элементов-примесей чаще, чем остальные, встречаются скандий, германий, галлий и цинк. Первые три элемента находятся в повышенных количествах, а содержание цинка точно отвечает среднему содержанию этого элемента в ультраосновных породах (Виноградов, 1962).

Шпинель. В метасоматических породах шпинель устанавливается в пироксенитах и ариезитах. Присутствует она в виде акцессорного минерала и представлена герцинитом. В пироксенитах, состоящих из ромбического пироксена, шпинель отсутствует. Химический состав акцессорной шпинели из диопсидитов и вебстеритов охарактеризован двумя частными и одним полным анализом, результаты которых помещены в табл. 79.

Таблица 74

Содержание элементов-примесей в моноклинных и ромбических пироксенах метасоматических пород по данным полуколичественного спектрального анализа, вес. %

Элемент	Ромбический пироксен			Моноклинный пироксен			Сред. со- держ. в ультраоснов- ных породах (Виногра- дов, 1962)
	частота встречае- мости	пределы колеба- ний	сред. со- держ.	частота встречае- мости	пределы колеба- ний	сред. со- держ.	
Si	6	0,0001—0,03	$8 \cdot 10^{-3}$	8	0,0001—0,03	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ge	3	0,0001—0,0003	$2,6 \cdot 10^{-4}$	5	0,0001—0,001	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
V	6	0,001—0,01	$5,1 \cdot 10^{-3}$	8	0,003—0,07	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Zn	6	0,003—0,01	$6,6 \cdot 10^{-3}$	5	0,003	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Zr	6	0,0003	$3 \cdot 10^{-4}$	4	0,003—0,015	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sc	5	0,0003—0,003	$1,2 \cdot 10^{-3}$	4	0,001—0,003	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	4	0,0001—0,002	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Su	„	„	„	4	0,0001—0,001	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Ga	„	„	„	6	0,0001—0,001	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Y	„	„	„	2	0,001—0,002	$1,5 \cdot 10^{-3}$	—
Yb	„	„	„	2	0,0001—0,0002	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—

Оптические свойства минералов диопсидитов

Массив	№ обр.	Минерал	Оптические константы					Состав
			N_g	N_p	$\frac{N_g - N_p}{N_p}$	cN_g	$2V$	
Бассейн р. Лозов- ка	510-1	Монокл. пиро- ксен	1,694	1,664	0,030	—	+53	Di ₁₀₀
		Грапат	1,841			—	—	
	510	Монокл. пиро- ксен	1,702	1,674	0,028	—	—	Di ₉₃
		То же	1,703	1,675	0,028	—	—	
	510-5	„	1,701	1,674	0,027	43	+56	Di ₉₁ Fo ₈₇
		Оливин	1,698	1,662	0,036	—	—	
321г	Монокл. пиро- ксен	1,702	1,674	0,028	—	—	Di ₉₃	
Мал. Научирьпай	215	То же	1,694	1,665	0,029	—	—	Di ₁₀₀ Fo ₈₆
		Оливин	1,699	1,662	0,037	—	—	
	116	Монокл. пиро- ксен	1,703	1,675	0,028	—	—	Di ₉₂ Fo ₈₅
		Оливин	1,700	1,665	0,035	—	—	
Пекульнейский	253	Монокл. пиро- ксен	1,701	1,673	0,028	41	+57	Di ₉₁
	255	То же	1,705	1,678	0,028	a= =8,110	42	+56
Шпинель		1,761						
Яранай	1696	Монокл. пиро- ксен	1,694	1,666	0,028	41	+57	Di ₁₀₀
	1653	То же	1,705	1,678	0,027	a= =8,102	42	+57
Шпинель		1,766						
Мыс. Валижген	823-4	Монокл. пиро- ксен	1,702	1,675	0,027	—	—	Di ₉₃ Fo ₈₆ En ₈₅
		Оливин	1,699	1,664	0,035	—	—	
		Ромбич. пиро- ксен	1,683	1,672	0,011	—	—	
		Плагиоклаз	№ 95					
	823-3	Монокл. пиро- ксен	1,702	1,675	0,027	—	—	Di ₉₃ Fo ₈₇ En ₈₆
		Оливин	1,698	1,662	0,036			
		Ромбич. пиро- ксен	1,681	1,670	0,011			
	811	Монокл. пиро- ксен	1,701	1,674	0,027			Di ₉₃ Fo ₈₇
		Оливин	1,698	1,662	0,036			

Химический состав моноклинных пироксенов

Окисел	253	1696	165з	1105	321е	338в
	диопсидит	диаллагит	диопсидит	вебстерит		диопсидит
SiO ₂	51,05	50,95	46,85	49,28	52,45	55,5
TiO ₂	0,12	0,02	0,30	0,68	0,052	—
Al ₂ O ₃	1,85	0,79	6,73	9,07	1,49	0,82
Fe ₂ O ₃	2,38	0,73	2,02	1,43	1,77	—
FeO	2,20	2,15	4,40	1,82	2,98	2,01
MnO	0,11	0,11	0,15	0,11	0,13	—
MgO	17,69	19,45	15,26	14,69	16,96	18,0
CaO	22,35	22,81	21,72	21,34	22,19	23,1
Na ₂ O	0,31	0,40	0,22	1,15	0,25	0,22
K ₂ O	0,02	0,05	0,05	0,06	п. о.	—
Cr ₂ O ₃	0,65	0,45	н. о.	0,07	0,74	0,60
NiO	п. о.	п. о.	п. о.	п. о.	0,064	п. о.
CoO	„	„	„	„	0,0038	„
P ₂ O ₅	0,08	0,16	0,08	„	0,040	„
H ₂ O ⁻	0,35	0,30	0,05	„	0,30	„
П. п. п.	1,38	1,97	1,85	0,76	0,44	„
Сумма	100,54	100,34	99,68	100,47	99,87	100,4

	Количество ионов					
Si	1,896	1,907	1,779	1,794	1,953	2,000
Al ^{IV}	0,081	0,034	0,221	0,206	0,047	—
Al ^{VI}	—	—	0,080	0,183	0,020	0,35
Ti	0,003	—	0,008	0,020	—	—
Fe ⁺³	0,020	0,021	—	—	—	—
Fe ⁺³	0,046	—	0,048	0,039	0,049	—
Cr	0,019	0,013	—	—	0,022	0,017
Fe ⁺²	0,068	0,067	0,139	0,055	0,094	0,061
Mg	0,979	1,085	0,863	0,799	0,899	0,965
Mn	0,003	0,003	0,005	0,003	0,004	—
Ca	0,890	0,914	0,884	0,834	0,886	0,892
Na	0,022	0,028	0,016	0,083	0,018	0,013
ΣFeO · 100	12,04	7,50	17,81	10,53	13,72	5,91
FeO + MgO	47,62	45,72	50,60	51,07	49,61	48,02
CaO						
CaO + MgO						

	Соотношение					
Mg	48,88	51,99	44,62	46,27	46,63	50,31
Ca	44,43	43,79	45,71	48,29	45,95	46,51
Fe	6,69	4,22	9,67	5,44	7,42	3,18
a	9,739	9,739	9,754	9,699	9,746	9,716
b	8,904	8,903	8,875	8,859	8,924	8,908
c	5,249	5,244	5,254	5,226	5,256	5,245
β	105°57'	105°58'	106°12'	106°06'	105°50'	105°36'

Примечание. Обр. 253, 255, 1696, 165з — аналитик А. В. Сухаренко, 1105 — аналитик 252 — аналитик Л. Зорина, 338в (анализ на микрозонде) — аналитики Л. П. Поселова, мана и др. (1968).

из широксенитов и эклогитоподобных пород

255	78а	182г	574-2	Г	252	\bar{X}	σ
диопсидит с гранатом	эклогитоподобные породы						
46,65	50,20	46,85	50,85	48,50	49,80	49,40	2,01
0,30	0,65	1,35	0,45	1,02	0,40	0,49	0,39
8,64	6,34	6,02	5,05	7,02	5,74	5,34	2,68
1,11	1,50	3,99	1,29	10,96	0,11	2,48	2,84
3,67	1,91	7,07	2,54	1,35	6,57	3,33	1,84
0,11	0,04	0,10	0,04	0,13	0,08	0,10	0,03
14,80	14,96	12,73	14,48	10,94	13,80	15,07	2,22
22,83	22,42	20,34	23,35	19,02	22,00	21,85	1,18
0,31	0,54	0,34	0,50	0,91	0,53	0,50	0,28
0,01	0,02	0,02	0,02	0,27	0,04	0,051	0,07
п. о.	п. о.	сл.	сл.	п. о.	0,109	0,18	0,3
„	„	п. о.	„	„	0,01	0,007	0,02
„	0,03	0,02	0,03	„	0,03	0,009	0,01
сл.	0,16	0,07	0,14	0,10	0,13	0,009	0,05
0,10	0,05	п. о.	п. о.	п. о.	п. о.	1,25	0,6
1,71	1,01	1,39	0,98	0,10	1,18		
100,23	99,84*	100,30*	99,73*	100,41	100,40		

в пересчете на G(0)

1,747	1,851	1,781	1,884	1,797	1,790	—	—
0,253	0,149	0,219	0,016	0,203	0,210	—	—
0,129	0,125	0,050	0,106	0,104	0,032	—	—
0,008	0,019	0,038	0,013	0,029	0,022	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,031	0,039	0,114	0,035	0,307	0,004	—	—
—	—	—	—	—	0,004	—	—
0,115	0,057	0,226	0,077	0,040	0,199	—	—
0,828	0,822	0,719	0,801	0,604	0,739	—	—
0,003	—	0,002	—	0,073	0,002	—	—
0,916	0,884	0,828	0,926	0,739	0,847	—	—
0,023	0,038	0,027	0,035	0,080	0,035	—	—
14,99	10,46	32,11	12,27	36,49	21,55	17,27	8,89
52,52	51,76	53,52	53,62	55,03	53,40	51,37	2,74

атомов

43,81	45,61	38,10	43,56	35,74	41,31	44,74
48,47	49,06	43,88	50,35	43,73	47,34	46,46
7,72	5,33	18,02	6,09	20,53	11,35	8,80
9,779	9,769	—	9,735	—	9,759	—
8,823	8,905	—	8,899	—	8,916	—
5,255	5,255	—	5,249	—	5,257	—
106°09'	105°58'	—	105°37'	—	105°46'	—

Н. К. Кузнецова, 321е — анализ; Д. С. Гулецак, 78а, 182г, 574а — анализ; Е. П. Жукова, Ю. Г. Лаврентьев. * — в том числе $N_2O_5 = 0,01$. ** — К — 0,013. Г — по данным М. Л. Гель-

Таблица 77

Оптические свойства моноклинных пироксенов из эклогитоподобных пород

№ обр.	Массив	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	cN_g	$2V$
78а	Г. Красная	1,708	—	1,684	0,024	—	+56
182г	Р. Хатырка	1,727	—	1,702	0,025	43	+60
574з	Г. Чирыйай	1,698	—	1,672	0,026	—	+57
Г	П-ов Тайгонос	—	$1,693 \div$ $\div 1,697$	—	—	—	+60
252	Хр. Пекульпей	1,712	—	1,687	0,025	42	+58

Таблица 78

Особенности структуры и состава моноклинных пироксенов, содержащих глинозем

Пироксены	$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	β	Al_2O_3 , вес. %	$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}}$	Cr_2O_3 , вес. %
Высокоглиноземистые	9,744	8,852	5,245	106°09'	8,12	51,40	0,02
Малоглиноземистые	9,741	8,910	5,250	105°55'	1,38	47,65	0,61
Диопсид (Дир и др., 1965)	9,73	8,910	5,25	105°50'	—	—	—

Как следует из данных анализов, акцессорная шпинель диопсидитов и вебстеритов характеризуется высоким содержанием глинозема и практически полным отсутствием хрома. Ее принадлежность к железисто-алюминиевой разновидности подтверждается также данными оптических

Таблица 79

Химический состав шпинелей из пироксенитов, вес. %

№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr_2O_3	TiO_2
255	н. о.	56,49	1,50	20,27	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
165з	„	52,49	6,30	16,09	„	„	„	„	„
110б	1,06	66,44	н. о.	8,90	0,11	22,18	0,56	0,08	0,24

Примечание. Обр. 165з, 255 — диопсидиты (аналитик А. В. Сухаренко), 110б — вебстерит (аналитик И. К. Кузнецова).

и рентгенометрических исследований (табл. 71, 75). Иногда в зернах шпинели обнаруживаются структуры распада твердых растворов в виде магнетитовой решетки. Обычным является замещение зерен шпинели магнетитом, который чаще всего развивается по периферии и по трещинкам зерен. Реже шпинель замещается хлоритом.

* *

*

Большинство исследователей рассматривают пироксениты как метасоматические образования (Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931; Лодочников, 1936; Заварицкий, 1937; Пинус, Колесник, 1960, 1966; Юдин, 1957, 1965; Морковкина, 1964, 1967; Добрецов, 1963, 1964; Ефимов, Иванова, 1963; Штейнберг и др., 1968). К такому выводу они приходят на основании анализа геологического положения и морфологии тел пироксенитов, структурно-текстурных особенностей пород и особенностей слагающих их минералов. Вместе с тем физико-химические условия образования

метасоматических пироксенитов до настоящего времени детально не исследованы и трактуются по-разному.

Широко известны экспериментальные данные Н. Боуэна и О. Таттла (1950) для системы $MgO - SiO_2 - H_2O$, которыми был установлен минимальный температурный предел устойчивости энстатита, равный $650^\circ C$. С другой стороны, образование энстатита за счет разложения оливина на ортопироксен и магнетит наблюдалось У. И. Мойсеенко и др. (1970) при температуре порядка $1400^\circ C$. Подобные превращения оливина в природных условиях были установлены О. Мюиром (Muir e. a., 1957). В работе И. Курода и С. Шимода (1969) описан экспериментальный синтез энстатита из смеси периклаза и кварца, а также из серпентина, при высоких температурах и давлениях. Эти исследователи подчеркивают, что энстатит из шихты, отвечающей по составу оливину, всегда охотнее образовывался при более низких температурах. Интересен опыт получения энстатита из шихты $MgO + SiO_2$ в 5%-ном растворе $NaCl$ при $T=700^\circ C$ и $P=300$ атм (Калинин, 1969). $P-T$ -условия, при которых в данном случае был синтезирован энстатит, свидетельствуют о значительном расширении поля устойчивости этого минерала в области низких давлений.

Кроме отмеченных работ по синтезу энстатита, данные по минеральным равновесиям в системе $MgO - SiO_2 - H_2O$ были опубликованы в последние годы (Хитаров и др., 1967; Пугин и др., 1969; Кусков и др., 1970; Fyfe, 1962; Kitachara e. a., 1966, 1967). В этих работах были использованы результаты экспериментов, проведенных при различных физико-химических условиях. Поэтому положение полей устойчивости энстатита на диаграммах оказалось изменяющимся в значительных пределах. До сих пор неясным остается влияние на условия образования энстатита таких добавок, как кальций, алюминий, хром и щелочи, которые всегда присутствуют в составе природных энстатитов. Судя по данным Д. В. Калинина (1969), эти примеси должны расширять область минеральных равновесий по давлению. Следовательно, $P-T$ -параметры кристаллизации энстатита в природных условиях далеко не познаны. Можно лишь констатировать, что нижний температурный предел образования энстатита, по экспериментальным данным, равен $650^\circ C$, а минимальное давление 0,3 кбар.

Экспериментальные данные по синтезу моноклиновых пироксенов диопсид-геденбергитового ряда в сухих и гидротермальных системах также свидетельствуют о существовании широкого поля устойчивости этих минералов в $P-T$ -координатах (Йодер, Тилли, 1965; Калинин, 1966, 1967; Грин, Рингвуд, 1968; Kushira, Schairer, 1969; Nolan, 1969, и др.). По температуре это поле ограничено интервалом $325-1390^\circ C$, а по давлению — 0,12—36 кбар.

Прежде чем перейти к изложению наших представлений о генезисе пироксенитов, отметим ряд общих положений, касающихся их состава, морфологии и особенностей пространственного распространения.

1. Пироксениты образуют жилы, прожилки и жилкообразные тела. Местами густая сеть пересекающихся прожилков напоминает штокверк.

2. Пироксениты обычно локализуются в наиболее серпентинизированных участках массивов и приурочены к экзоконтактовым зонам габброидных интрузивов, рвущих гипербазиты.

3. Пространственное размещение тел пироксенитов обнаруживает определенную зональность: непосредственно близко от контакта с габброидами в гипербазитах развиваются диопсидиты, которые далее сменяются вебстеритами и затем бронзититами и энстатититами. В каждом конкретном случае отдельные звенья этой схемы могут выпадать.

4. Наиболее широким развитием среди пироксенитов пользуются мономинеральные их разновидности: энстатититы, бронзититы и диопсидиты, реже встречаются вебстериты. Второстепенные минералы пироксенитов — шпинель (герцинит, плеонаст), гранат, оливин и плагиоклаз.

5. Энстатититы часто содержат тальк, но только при наличии в них оливина.

6. В экзоконтактах жил пироксенитов нередко наблюдаются оторочки, представленные мелкозернистым агрегатом гранулированного оливина.

Учитывая изложенные положения и данные экспериментальных исследований, мы связываем процесс образования пироксенитов с воздействием на гипербазиты флюидов, генерируемых габброидной магмой. Эти флюиды были обогащены кальцием, алюминием и, меньше, кремнеземом. Непосредственно вблизи магматической камеры, выполненной габброидной магмой, флюиды, проникавшие по наиболее проницаемым зонам гипербазитов, обладали наиболее высоким потенциалом кальция. В этих условиях, как показал Н. Л. Добрецов (1964), ромбический пироксен неустойчив. Именно поэтому, очевидно, вблизи контактов с габброидами в гипербазитах представлен почти исключительно моноклиновый пироксен. Возникающие при этом диопсидиты иногда содержат неправильной формы зерна зеленой шпинели (герцинит-плеонаст), что, по-видимому, связано с присутствием в данной системе избыточного глинозема. По мере падения потенциала кальция в описываемой системе будут создаваться условия, при которых станет устойчивой ассоциация диопсид-ромбический пироксен и появятся условия для образования вебстеритов. При образовании диопсидитов и вебстеритов должен иметь место вынос магния (Ефимов, Иванова, 1963), который реализуется во вмещающих жилах серпентинитах в виде оторочек регенерированных оливинов.

При выяснении генезиса энстатититов, связанных с гипербазитами Анадырьско-Корякской складчатой системы, необходимо учесть следующее: а) жилы энстатититов практически не затронуты процессом серпентинизации; б) они нередко через оторочку гранулированных оливинитов, иногда содержащих тальк, непосредственно контактируют с серпентинитами или сильно серпентинизированными перидотитами; в) энстатит, составляющий жилы пироксенитов, содержит в виде примесей алюминий, кальций и другие элементы. Энстатитизация гипербазитов, по-видимому, проходила в условиях повышения температуры, т. е. при прогрессивном метаморфизме гипербазитов. При этом образование энстатита осуществляется по схеме форстерит + тальк → 5 энстатит + вода и идет через промежуточную реакцию дегидратации серпентина с появлением форстерита и талька: 5 серпентин → 6 форстерит + тальк + 9 вода. Промежуточные фазы (оливин + тальк), как сказано выше, иногда наблюдаются в экзоконтактах жил. Как показывают экспериментальные данные (Кусков и др., 1970), области устойчивости энстатита и серпентина разграничены температурным интервалом в 200°C. Учитывая это, а также то, что жилы энстатититов залегают в основном среди серпентинитов и сильно серпентинизированных гипербазитов, можно полагать, что реакция образования энстатита и сопровождающая ее дегидратация серпентина должны протекать в условиях близких температур. Несоответствие экспериментальных данных геологическим фактам может быть объяснено тем, что в нашем случае давление нагрузки превышало парциальное давление воды в системе $MgO + SiO_2 + H_2O$, так как только в этих условиях, как показал А. А. Маракунев (1968), сближаются поля устойчивости серпентина и энстатита. Температура образования энстатита по этой схеме не должна превышать 700°C.

Таким образом, вся гамма изученных нами пироксенитов имеет единый метасоматический генезис. Их возникновение обусловлено воздействием на гипербазиты высокотемпературных флюидов, которые генерировались габброидной магмой. Эволюция растворов и градиент $P-T$ -параметров приводят к образованию различных по составу пироксенитов. Наиболее высокотемпературными являются диопсидиты. Наличие в них шпинели со структурами распада твердых растворов (герцинит-магнетит), согласно данным К. Торнок (Дир и др., 1965), позволяет предполагать,

Компонентный состав гранатов, их оптические свойства и данные рентгенометрического анализа

№ обр.	Кристаллохимическая формула	Широк	Альман- дин, спес- сартин	Гроссу- ляр, анд- радит, уваровит	N	a, Å	F*
252	$(\text{Mg}_{0,989}\text{Fe}_{1,272}^{+2}\text{Ca}_{0,794}\text{Mn}_{0,056})_{3,111} (\text{Al}_{1,968}\text{Cr}_{0,009})_{1,977} \text{Si}_{2,962}\text{O}_{12}$	32,4	41,6	26,0	1,760	11,602	56,25
223	$(\text{Mg}_{1,170}\text{Fe}_{1,192}^{+2}\text{Ca}_{0,553}\text{Mn}_{0,043})_{2,958} (\text{Al}_{1,920}\text{Fe}_{0,110}^{+3}\text{Cr}_{0,003}\text{Ti}_{0,003})_{2,036} \text{Si}_{2,980}\text{O}_{12}$	39,8	42,4	17,8	1,746	н. д.	52,67
250a	$(\text{Mg}_{0,930}\text{Fe}_{1,120}^{+2}\text{Ca}_{1,070}\text{Mn}_{0,050})_{3,170} (\text{Al}_{1,750}\text{Fe}_{0,080}^{+3}\text{Ti}_{0,010})_{1,840} \text{Si}_{3,17}\text{O}_{12}$	26,7	37,0	36,3	1,754	11,618	56,34
255	$(\text{Mg}_{0,630}\text{Fe}_{0,300}^{+2}\text{Ca}_{2,060}\text{Mn}_{0,030})_{3,020} (\text{Al}_{1,720}\text{Fe}_{0,240}^{+3}\text{Cr}_{0,020}\text{Ti}_{0,01})_{1,99} \text{Si}_{2,980}\text{O}_{12}$	22,0	11,0	67,0	1,746	11,751	46,15
K	$(\text{Mg}_{1,11}\text{Fe}_{0,72}^{+2}\text{Ca}_{0,85}\text{Mn}_{0,07})_{2,75} (\text{Al}_{1,92}\text{Fe}_{0,40}^{+3}\text{Ti}_{0,01})_{2,33} \text{Si}_{2,880}\text{O}_{12}$	40,3	28,8	30,9	1,749	н. д.	50,22
182a	$(\text{Mg}_{0,969}\text{Fe}_{1,00}^{+2}\text{Ca}_{0,857}\text{Mn}_{0,022})_{2,848} (\text{Al}_{1,958}\text{Fe}_{0,101}^{+3}\text{Cr}_{0,002})_{2,061} \text{Si}_{3,016}\text{O}_{12}$	29,5	40,8	29,7	1,771	11,588	53,18
182r	$(\text{Mg}_{0,905}\text{Fe}_{1,24}^{+2}\text{Ca}_{0,891}\text{Mn}_{0,028})_{3,064} (\text{Al}_{1,622}\text{Fe}_{0,169}^{+3}\text{Ti}_{0,037})_{1,828} \text{Si}_{3,08}\text{O}_{12}$	32,2	35,8	32,0	1,779	11,622	60,89
183e	$(\text{Mg}_{0,955}\text{Fe}_{0,895}^{+2}\text{Ca}_{0,955}\text{Mn}_{0,019})_{2,824} (\text{Al}_{1,882}\text{Fe}_{0,059}^{+3})_{1,941} \text{Si}_{3,118}\text{O}_{12}$	32,2	34,4	33,4	1,758	11,596	49,97
574—3	$(\text{Mg}_{1,588}\text{Fe}_{0,723}^{+2}\text{Ca}_{0,71}\text{Mn}_{0,027})_{3,048} (\text{Al}_{1,945}\text{Fe}_{0,072}^{+3}\text{Ti}_{0,005})_{2,022} \text{Si}_{2,968}\text{O}_{12}$	51,7	24,8	23,5	1,740	11,537	33,36
585	$(\text{Mg}_{1,409}\text{Fe}_{0,792}^{+2}\text{Ca}_{0,634}\text{Mn}_{0,031})_{2,866} (\text{Al}_{1,99}\text{Fe}_{0,062}^{+3}\text{Ti}_{0,01})_{2,062} \text{Si}_{3,022}\text{O}_{12}$	47,1	27,8	25,1	1,743	11,587	37,74
78a	$(\text{Mg}_{1,462}\text{Fe}_{0,623}^{+2}\text{Ca}_{0,847}\text{Mn}_{0,031})_{2,963} (\text{Al}_{1,964}\text{Fe}_{0,081}^{+3}\text{Ti}_{0,013})_{2,058} \text{Si}_{3,053}\text{O}_{12}$	48,6	23,3	28,1	1,745	11,588	32,50
Г	$(\text{Mg}_{0,600}\text{Fe}_{1,400}^{+2}\text{Ca}_{0,800}\text{Mn}_{0,100})_{2,900} (\text{Al}_{1,900}\text{Ti}_{0,100})_{2,000} \text{Si}_3\text{O}_{12}$	21,0	51,0	28,0	1,825	н. д.	70,00

* K — по данным Г. Г. Кайгородцева (1966); Г — по данным М. Л. Гельмана и др. (1968); F — железистость.

Химический состав гранатов из эклогитоподобных пород, вес. %

№ обр.	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	P ₂ O ₅	H ₂ O — II. л. II.	Сумма
252	Хр. Пекульней	38,35	сл.	21,60	н. о.	19,68	0,87	8,60	9,58	0,01	0,07	0,09	0,01	0,02	0,11	н. о.	100,05
223	"	39,38	0,05	21,48	1,94	18,85	0,67	40,39	6,81	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	99,63
250а	"	39,25	0,20	48,43	1,35	17,44	0,70	7,76	12,37	0,10	0,17	н. д.	"	"	0,03	н. о.	99,55
255	"	38,80	0,20	48,99	3,42	4,66	0,39	5,49	25,42	0,22	0,13	0,37	"	"	н. о.	0,15	100,26
К*	"	38,08	0,12	21,61	7,00	11,45	1,12	9,96	10,51	н. о.	н. о.	н. д.	"	"	"	0,91	100,76
182а	Р. Хатырка	39,60	н. о.	21,81	1,77	15,68	0,35	8,54	10,51	0,20	0,20	0,05	н. о.	0,006	сл.	0,25	99,86
182г	"	39,26	0,64	17,49	2,86	18,94	0,41	7,76	10,63	0,08	0,02	н. о.	сл.	0,02	0,17	н. д.	99,66
183е	"	41,55	н. о.	21,27	1,07	14,26	0,30	8,54	11,89	0,09	0,36	"	н. о.	0,005	сл.	0,25	100,29
574—3	Г. Чирьнай	39,45	0,12	21,93	1,20	11,51	0,44	14,14	8,78	0,08	0,02	"	"	0,02	0,14	0,30	99,77
585	"	41,25	0,20	23,01	1,15	12,88	0,48	12,89	8,09	0,08	0,02	"	"	0,02	0,11	н. о.	100,18
78а	Г. Красная	40,90	0,23	22,26	1,41	9,99	0,48	13,15	10,63	0,08	0,02	"	сл.	0,03	0,10	"	99,94
Г*	П-ов Тайгонос	38,66	0,89	20,95	2,22	20,62	1,23	5,61	9,61	0,14	0,21	н. д.	н. д.	н. д.	0,13	2,00	100,27

* К — по данным Г. Г. Кайгородцева (1966); Г — по данным М. Л. Гельмана и др. (1968); F — железистости.

что нижний температурный предел образования диопсидитов был не менее 860°C, а максимальная температура для энстатититов не превышала 700°C. Вебстериты по температурным условиям занимают промежуточное положение между энстатититами и диопсидитами.

Гранаты

Наиболее широко гранаты развиты в гранатосодержащих (эклогитоподобных) породах, реже — пироксенитах и спорадически — в габброидах. Среди гранатов выделяются как пиральспиты, так и уграндиты. Преимущественным развитием пользуются гранаты из серии пиральспитов, которые являются основными породообразующими минералами гранатосодержащих пород. Реже пиральспиты присутствуют в лейкократовых пегматоидных габбро и парагабброидах. Ограниченные количества гранатов гроссуляра-андрадитового состава содержатся в жилах пироксенитов.

Нами подробно изучены гранаты из эклогитоподобных пород. По своим оптическим свойствам, химическому составу и рентгенометрическим данным (табл. 80—81) они относятся к пироп-альмандитовым разновидностям, содержащим повышенное (от 17,8 до 36,3 мол. %) количество гроссулярового компонента. Лишь один из этих гранатов (обр. 255) имеет существенно гроссуляровый состав. Результаты химического анализа гранатов хорошо согласуются с составом минерала, полученным по показателю преломления и ребру ячейки на диаграмме состав — свойство для гранатов пироп-альмандин гроссулярового состава (Соболев, Зюжин, 1971).

Для определения P—T-условий образования исследованных гранатов мы воспользовались диаграммой, построенной в системе пироп — альмандин — гроссуляр (рис. 37), на которую нанесли поля распространения гранатов из пород эклогитовой фации метамор-

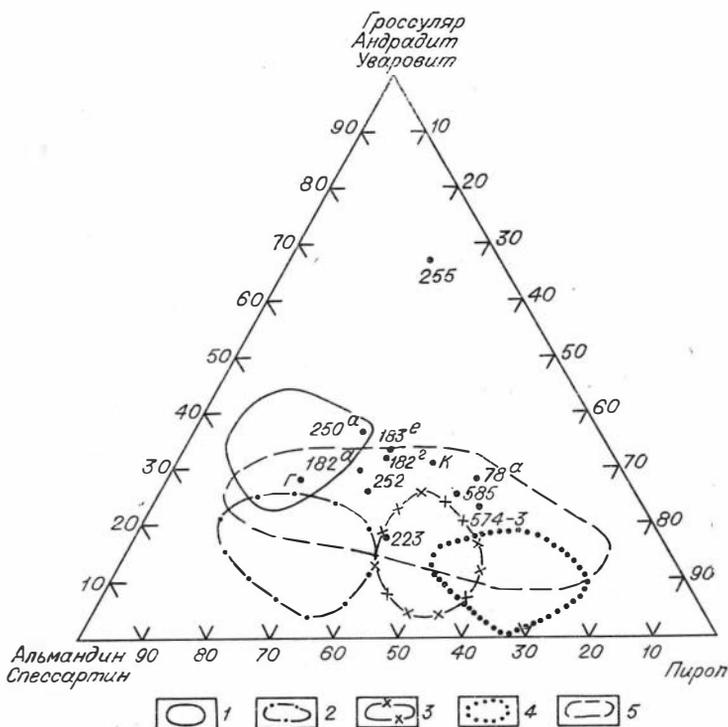


Рис. 37. Состав гранатов из гранатосодержащих (эклогитоподобных) пород: 1 — из глаукофановых сланцев, 2 — из кристаллических комплексов, 3 — из ультраосновных пород, 4 — из кимберлитов, 5 — поле эклогитовой фации метаморфизма.

физма (Соболев, 1964), фации глаукофановых сланцев, кристаллических комплексов, кимберлитов и гранатовых гипербазитов (Медведева, 1965). Большая часть исследованных гранатов ложится в поле пород эклогитовой фации метаморфизма, два граната (обр. 250а и Г) — в поле гранатов из глаукофановых сланцев и один (обр. 223) — в поле гранатов из гипербазитов. На диаграмме хорошо видно также, что гранаты из эклогитоподобных пород района хр. Пекульней неодинаковы по составу. Точки, отражающие их состав, располагаются в виде линии, ориентированной в направлении увеличения гроссулярового компонента. Такой характер изменения гранатов при близком составе содержащих их пород свидетельствует об образовании граната этого района в различных $P-T$ -условиях, что сопровождается сменой парагенезисов сосуществующих с гранатами минералов. Гранаты эклогитоподобных пород из бассейна р. Хатырки по составу сходны с гранатами из аналогичных пород района хр. Пекульней, что говорит о близких условиях их образования. Несколько особняком располагаются гранаты из эклогитоподобных пород гор Красной и Чирынай. Они характеризуются повышенным содержанием пиропового компонента (47—52 мол. %), что может свидетельствовать об образовании их при более высоких давлениях (табл. 80). Особое положение занимает на диаграмме гранат из эклогитоподобных пород п-ова Тайгонос, который характеризуется низким содержанием пиропового и повышенным содержанием альмандинового компонента.

Железистость гранатов непостоянна и колеблется от 32,5 до 70%. По этому параметру они ближе всего отвечают гранатам, входящим в состав эклогитоподобных пород, и частично гранатам из грауилитов (Соболев, 1964). Гранаты из пород хр. Пекульней, гор Красной и Чирынай близки по железистости гранатам из пород эклогитовой фации метамор-

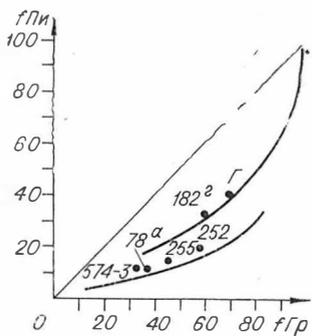


Рис. 38. Железистость сосуществующих гранатов и пироксенов. Верхняя кривая — для пород гранулитовой фации метаморфизма, нижняя — для пород эклогитовой фации (по Соболеву, 1964).

находящихся в парагенезисе с гранатами, и пространственное положение гранатосодержащих пород в массивах, мы пришли к выводу об их метасоматическом происхождении. Представления авторов о генезисе этих пород детально изложены в работе (Pinus, Agafonov, Velinsky, 1970). Ниже лишь кратко сформулируем положения, на которых базируются эти представления.

Расчет коэффициентов распределения магния и кальция между сосуществующими минеральными парамп, входящими в состав изученных пород (табл. 82—83), выполненный по методу Л. Л. Перчука (Перчук, 1967_{1,2}), устанавливает широкий интервал колебаний температур образования гранатосодержащих пород (600—750°C). Эти температуры хорошо согласуются с данными геологических наблюдений. В частности, присутствие ксенолитов гранулированных дунитов среди габброидов вблизи выходов гранатосодержащих пород может указывать на то, что эти породы формировались при температурах, превышающих температуры равновесия в системе серпентин — оливин.

Об относительно высоком давлении, при котором образовались гранатосодержащие породы, можно судить прежде всего по повышенному содержанию пиропового компонента во входящих в их состав гранатах (52 мол. %), а также по паличию в непосредственной близости от них выходов глаукофановых сланцев, которые, согласно данным И. Л. Добрецова (Добрецов, Пономарева, 1965), формировались при давлении порядка 10 кбар.

Статистические расчеты показали, что гранатосодержащие породы по степени насыщенности кремнеземом значительно отличаются от ортомагматических габброидов и существенно не отличаются от парамагматических габброидов (табл. 84).

Результаты петрохимических пересчетов по ме-

физма, а гранаты пород бассейна р. Хатырки и п-ова Тайгонос — гранатам из пород гранулитовой фации (рис. 38).

Заключая характеристику гранатов, входящих в состав эклогитоподобных пород Анадырско-Корякской складчатой системы, подчеркнем следующие их особенности: 1) по своему составу они относятся к гранатам пиропальмандинного ряда, содержащим повышенное количество гроссулярового компонента, 2) минералы формировались в обстановке повышенного давления, соответствовавшего условиям образования пород эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, 3) в отдельных районах Анадырско-Корякской складчатой системы и даже в одном и том же районе ее (хр. Пекульней) физико-химические условия образования гранатов были различны.

Анализируя состав гранатов описываемых пород, их морфологию, состав минералов,

Таблица 82

Коэффициенты распределения магния между сосуществующими амфиболами и гранатами в гранатосодержащих породах

№ обр.	Район взятия образца	X _{Mg}		K _D ^{Mg}	Температура равновесия, °C
		амфибол	гранат		
250	Хр. Пекульней	0,677	0,415	0,338	680
585	Г. Чирьпай	0,841	0,614	0,301	690
Г	П-ов Тайгонос	0,566	0,293	0,317	670

Коэффициенты распределения кальция между существующими пироксенами и гранатами в гранатосодержащих породах

№ обр.	Район взятия образца	X _{Ca}		Температура равновесия, °С
		пироксен	гранат	
255	Хр. Пекульпей	0,987	0,642	750
78а	Г. Красная	0,977	0,277	700
182г	Р. Хатырка	0,983	0,269	700
574з	Г. Чирыйай	0,981	0,227	750
Г	Ш-ов Тайг-пос	0,949	0,262	600
252	Хр. Пекульпей	0,978	0,254	700

т оду А. Н. Заварицкого с видетельствуют о том, что гранатосодержащие породы относятся к категории сильно недосыщенных кремнеземом, в то время как интрузивные габброиды представляют собой слабо недосыщенные кремнеземом образования. Показано (Куширо, Шейер, 1969), что пересыщенный кремнеземом расплав не может изменяться до расплава, недосыщенного этим компонентом. Исходя из этого, трудно предположить, что в нашем случае

насыщенные или слабо недосыщенные габброидные магмы могли эволюционировать до сильно недосыщенных силикатных расплавов, отвечающих по составу гранатосодержащим породам. Значит, нет оснований считать, что эти породы возникают из того же основного силикатного расплава, что и ортомагматические габбро, но в поле устойчивости эклогитов. К тому же габброиды распространены повсеместно, а гранатосодержащие породы установлены в единичных случаях на контакте габброидов и гипербазитов. Отметим также, что рассматриваемые породы сходны с парагабброидами по содержанию не только кремнезема, но и других окислов. Исключение составляют окиси кальция и магния: количество первой повышено в гранатосодержащих породах, второй — понижено. В парагабброидах иногда также присутствует гранат, по составу близкий к гранату гранатосодержащих пород. Однако в парагабброидах он находится в другом парагенезисе: в ассоциации с оливином, бесцветной шпинелью, основным плагиоклазом, клинопироксеном и хромовой шпинелью. Клинопироксен, входящий в состав гранатосодержащих пород, практически не содержит жадеитового компонента и, как отмечено выше, по составу приближается к фассаиту, минералу, характерному для магнезиальных скарнов (Шабынин, 1969).

Весь фактический материал, касающийся описанных гранатосодержащих пород, заставляет сделать вывод, что эти образования возникли в результате тех же метасоматических процессов, что и парамагматические габброиды, но в условиях более высоких давлений, реализованных в ло-

Таблица 84

Содержание кремнезема в гранатосодержащих породах, орто- и парамагматических габброидах

Критерий	Габбро-порит n=21			Габбро n=15			Парамагматические габброиды n=14			Гранатосодержащие породы n=6	
	\bar{X}	σ	t	\bar{X}	σ	t	\bar{X}	σ	t	\bar{X}	σ
Q	8,15	2,3	3,79	8,81	3,78	3,34	18,34	5,65	0,25	17,63	5,98
SiO ₂	46,59	1,43	5,36	46,79	2,12	5,14	41,43	2,56	1,34	39,44	3,23
t ₀₁			2,79			2,86			2,88		

Примечания. Q — коэффициент кремнеземистости по А. Н. Заварицкому. SiO₂ — содержание кремнезема в вес. %. t — вычисленное значение критерия Стьюдента относительно содержания для гранатосодержащих пород. t₀₁ — критическое значение критерия Стьюдента для уровня значимости 99%.

кальных зонах. Аналогичные гранатсодержащие породы известны на Урале (Морковкина, 1967) и Кавказе (Афанасьев, Плошко, Шпорт, 1969), где они рассматриваются как образования, возникшие в результате скарнирования гипербазитов.

А м ф б о л ы

Минералы этой группы в метасоматически измененных ультраосновных породах представлены паргаситом, купфферитом, обыкновенной роговой обманкой и амфиболом ряда тремолит — актинолит.

П а р г а с и т — довольно распространенный амфибол метасоматически измененных ультраосновных пород. Как отмечено ранее, в Усть-Бельском массиве нами обнаружена мономинеральная паргаситовая порода. Слагающие ее крупные (до 10 см) удлиненные темно-коричневые со слабо зеленоватым оттенком призматические кристаллы паргасита подверглись детальному изучению. На плоскости спайности призматических кристаллов амфибола обнаруживаются серебристого цвета примазки, которые диагностируются, по данным рентгенометрического анализа, как каолинит. В шлифе паргасит бесцветный с чуть заметным коричневатым оттенком. В толстых срезах под микроскопом наблюдается слабый плеохроизм: по *Ng* светло-бурый, по *Np* бесцветный до светло-зеленого. Часто можно видеть простые, реже полисинтетические двойники по (100). Оптические константы паргасита: $+2V = 75^\circ$, $cNg = 21^\circ$, $Ng = 1,654$, $Np = 1,634$, $Ng - Np = 0,020$. Ориентировка оптической индикатрисы паргасита относительно спайности (110): $Ng = 85^\circ$, $Nm = 57^\circ$, $Np = 34^\circ$; относительно плоскости двойникования (100): $Ng = 74^\circ$, $Nm = 86^\circ$, $Np = 14^\circ$. Угол спайности 56° .

Таблица 85

Рентгенограмма паргасита

№ п/п	Обр. 103		Роговая обманка (Михеев, 1957)		№ п/п	Обр. 103		Роговая обманка (Михеев, 1957)	
	I	d/n	I	d/n		I	d/n	I	d/n
1	8	8,42	—	—	28	5	1,652	8	1,645
2	сл.	7,14	—	—	29	1	1,617	1	1,607
3	2	4,91	—	—	30	4	1,584	8	1,574
4	4	4,52	—	—	31	2	1,547	5	1,529
5	4	4,13	—	—	32	6	1,510	9	1,504
6	1	3,890	—	—	33	сл.	1,465	2	1,469
7	5	4,392	4	3,44	34	6	1,437	10	1,436
8	5	3,267	4	3,30	35	сл.	1,404	1	1,401
9	8	3,133	9	3,15	36	4	1,367	7	1,361
10	7	2,934	5	2,970	37	4	1,339	8	1,334
11	—	—	—	2,825	38	сл.	1,314	5	1,309
12	10	2,708	10	2,711	39	3	1,295	8	1,290
13	10	2,598	6	2,595	40	2	1,278	2	1,276
14	10	2,550	8	2,539	41	—	—	1	1,266
15	—	—	1	2,396	42	сл.	1,228	1	1,228
16	6	2,344	6	2,326	43	—	—	1	1,239
17	5	2,290	2	2,282	44	—	—	1	1,217
18	—	—	1	2,194	45	1	1,203	6	1,195
19	7	2,158	8	2,155	46	—	—	3	1,163
20	7	2,030	4	2,036	47	—	—	2	1,148
21	—	—	6	2,017	48	3	1,113	3	1,128
22	1	1,918	1	1,947	49	—	—	1	1,093
23	1	1,903	1	1,893	50	5	1,080	8	1,079
24	1	1,858	2	1,855	51	—	—	2	1,062
25	—	—	3	1,803	52	1	1,050	10	1,049
26	—	—	3	1,740	53	1	1,026	8	1,035
27	2	1,689	5	1,679	—	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки: Со — антикатоде, Fe — фильтр, $D=57,3$ мм, $d=0,25$ мм, $V=37$ кВ, экспозиция — 10 ч.

которые диагностируются, по данным рентгенометрического анализа, как каолинит. В шлифе паргасит бесцветный с чуть заметным коричневатым оттенком. В толстых срезах под микроскопом наблюдается слабый плеохроизм: по *Ng* светло-бурый, по *Np* бесцветный до светло-зеленого. Часто можно видеть простые, реже полисинтетические двойники по (100). Оптические константы паргасита: $+2V = 75^\circ$, $cNg = 21^\circ$, $Ng = 1,654$, $Np = 1,634$, $Ng - Np = 0,020$. Ориентировка оптической индикатрисы паргасита относительно спайности (110): $Ng = 85^\circ$, $Nm = 57^\circ$, $Np = 34^\circ$; относительно плоскости двойникования (100): $Ng = 74^\circ$, $Nm = 86^\circ$, $Np = 14^\circ$. Угол спайности 56° .

Наборы межплоскостных расстояний исследованного минерала и эталонной роговой обманки совпадают (табл. 85). Лишь в области малых углов в анализированном образце, кроме линии 7,14, характерной для каолинита, присутствуют рефлексы 8,42; 4,91; 4,52; 4,13; 3,890 Å.

Оптические свойства амфиболов из гранатосодержащих пород

№ обр.	Массив	N_g	N_m	N_p	$\frac{N_g - N_p}{N_p}$	cNg	$+2V$
250a	Хр. Пекульней	1,672	—	1,650	0,022	16	—
585	Чирынайские горы	1,652	—	1,629	0,023	14	82
Г	П-ов Тайгонос	1,683	1,674	—	—	15	90

Паргаситы, кроме того, присутствуют в гранатосодержащих породах, обнаруженных в ряде пунктов исследованного региона. Оптические свойства и химический состав их охарактеризованы в табл. 86, 87. Местами по паргаситу, входящему в состав гранатосодержащих пород, развит амфибол тремолит-актинолитового ряда. Клинопироксен, присутствующий в этих породах, замещается плеохроирующей в зеленых тонах обыкновенной роговой обманкой.

Купфферит. Как известно (Дир и др., 1965), купфферитом назван теоретический конечный магнезиальный член изоморфного ряда магнезиально-железистых моноклинных амфиболов. Однако Ф. Бойд (Boyd, 1959) показал, что этот высокомагнезиальный амфибол нестабилен в моноклинной сингонии и обычно инверсирует в ромбическую модификацию, т. е. соответствует антофиллиту. Этот вывод Ф. Бойда обосновывался также отсутствием парагенезиса антофиллит — куммингтонит для составов 0—40 и 85—100% компонента $(OH)_2Mg_7Si_8O_{22}$.

В ряде публикаций были сделаны попытки доказать существование в природе высокомагнезиального члена изоморфного ряда купфферит — грюнерит. Однако все они последующими более детальными исследованиями подтверждены не были (Дир и др., 1965). Но в последнее время А. К. Яковлева и В. В. Колесникова (1967) показали наличие в ультраосновных породах Кольского п-ова куммингтонита с магнезиальностью 67,02—71,31%. Еще раньше Н. Боуэном и Дж. Шейером (Bowen, Schairer, 1965) конечный магнезиальный член ряда купфферит—грюнерит был синтезирован. По данным эксперимента и имеющимся анализам этими исследователями, а позднее В. Трегером (1968) был построен график, отражающий зависимость оптических свойств и удельного веса моноклинных магнезиально-железистых амфиболов ряда купфферит — грюнерит от их состава.

Нами, как уже упоминалось, на левобережье р. Лозовки (бассейн р. Чирынай) в жиле энстатитита, залегающей среди гипербазитов, встречены жилки амфибола, который по ряду признаков, в частности очень высокой магнезиальности (около 88%), может быть определен как купфферит. Этот минерал сравнительно редко встречается в природе и недостаточно изучен, поэтому приводим детальное описание обнаруженного нами купфферита.

Минерал образует длинные спутанноволокнистые агрегаты, иногда радиально-лучистые, длиной до 1 см и более. В шлифе он бесцветен, без плеохроизма, имеет положительное удлинение. Поперечные срезы кристаллов обычно шестиугольной формы, типичной для амфиболов. Достаточно часто в минерале наблюдаются простые двойники и очень характерны тонкие субмикроскопически полисинтетические двойники по (001), реже по (100).

На рис. 39 показана ориентировка оптической индикатрисы исследованного амфибола относительно плоскостей двойникования и спайности (табл. 88). Если учесть все оптические константы минерала и сравнить их с литературными данными, можно этот минерал определенно отнести к моноклинной сингонии и к ряду куммингтонит — грюнерит (Соболев, 1964).

Химический состав амфиболов из гранатосодержащих и мономинеральных амфиболовых пород, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,25	45,40	42,32	56,75	56,50	57,5
TiO ₂	1,25	0,50	2,84	0,16	0,25	н. д.
Al ₂ O ₃	13,51	15,16	12,04	0,94	2,03	0,70
Fe ₂ O ₃	3,41	1,55	4,90	0,03	0,16	н. д.
FeO	6,42	3,93	11,21	6,49	6,41	6,49
MnO	0,11	0,08	0,11	0,23	0,61	0,19
MgO	11,28	16,31	11,51	28,10	26,91	26,7
CaO	15,99	12,71	11,01	1,28	2,33	1,05
Na ₂ O	1,00	1,14	2,84	2,37	2,42	3,10
K ₂ O	0,07	0,02	0,28	0,06	0,08	н. д.
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,14	0,06	н. о.	„
H ₂ O ⁻	0,40	н. о.	0,36	0,10	„	„
H ₂ O ⁺	н. о.	2,82	1,27	2,56	2,22	„
П. п. и.	2,85	0,22	0,68	0,24	н. о.	„
Cr ₂ O ₃	н. о.	сл.	н. д.	0,32	„	0,46
Сумма*	99,62	99,99 (а)	100,42 (б)	99,78 (в)	100,02 (г)	96,19

Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)

Si	6,313	6,346	6,364	7,764	7,704	7,975
Al ^{IV}	1,687	1,654	1,636	0,148	0,296	0,025
Al ^{VI}	0,628	0,848	0,497	—	0,031	0,092
Ti	0,132	0,050	0,316	0,016	0,024	—
Fe ⁺³	0,368	0,151	0,560	—(e)	0,016	—
Mg	2,465	3,391	2,576	5,733	5,467	5,517
Fe ⁺²	0,780	0,923	1,410	0,740	0,729	0,750
Mn	0,009	0,008	0,009	0,025	0,065	0,025
Na	0,281	0,319	0,832	0,625	0,590	0,833
Ca	2,499	1,897	1,284	0,189	0,336	0,158
K	0,018	—	0,054	—	—	—(д)
OH	2,385	2,619	1,284	2,336	2,000	2,000
F	—	—	0,199	—	—	—
100·Mg	67,88	75,81	56,55	88,23	87,10	87,68
Mg+Fe ⁺² + Fe ⁺³ +Mn						

Примечание. 1 — роговая обманка из гранатосодержащей породы, обр. 250а, хр. Печульной, аналитик А. В. Сухаренко. 2 — то же, обр. 585, Чирьнайские горы, аналитик Е. Н. Жукова. 3 — то же, обр. Г. п-ов Тайгонос (по Гельмену, Некрасову, 1968). 4 — купферит из прожилка в энстатите, обр. 3186, бассейн р. Лозовки, аналитик Е. Н. Жукова. 5 — то же, частично выветрелый, обр. 3186', бассейн р. Лозовки, аналитик Е. Н. Жукова. 6 — то же, обр. 3186'', бассейн р. Лозовки, анализ на микрозонде, аналитик Л. Н. Поспелова.

* В том числе: а — NiO 0,01, CoO 0,03, V₂O₅ 0,01, б — F 0,42, в — NiO 0,08, CoO 0,02, V₂O₅ 0,02, F 0,04, г — CoO 0,02, д — Cr 0,050, е — Cr 0,033.

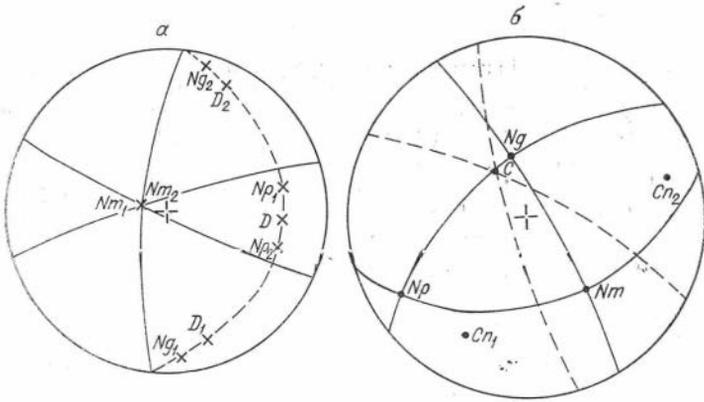


Рис. 39. Ориентировка оптической индикатрисы купфферита относительно плоскостей двойниковых швов (а) и спайности (б).

Исследованный купфферит имеет следующие оптические константы: $Ng=1,632$, $Np=1,605$, $Ng-Np=0,027$, $(-)2V=85-89^\circ$, $cNg=10-18^\circ$, угол спайности 56° . Все приведенные константы соответствуют купффериту, описываемому В. Трэггером (1968).

Химический состав исследованного нами купфферита показан в табл. 87 (обр. 318б). Здесь же приведены результаты химического анализа купфферита, подвергнувшегося частичному выветриванию (обр. 318б'). Сравнение этих анализов показывает, что при выветривании купфферит обогащается глиноземом, марганцем и кальцием, незначительно обедняется магнием и хромом. В этой же таблице приведен состав купфферита (обр. 318б'') по данным рентгеноспектрального анализа, выполненного на микроанализаторе MS-46. Как химический, так и рентгеноспектральный анализ обнаруживает в исследованном амфиболе повышенное содержание натрия.

Термический анализ купфферита (рис. 40) и изучение его методом ИК-спектроскопии (рис. 41) показали, что в составе проанализированной пробы есть незначительная примесь каолинита. Наличие каолинита устанавливается и рентгенометрическим анализом (табл. 89). Для подтверждения того, что часть линий на дебаеграммах анализированного амфибола принадлежит именно каолиниту, материал был истерт и прокален в течение 2 ч при температуре 630° . В результате в отожженном амфиболе исчезли линии, характерные для каолинита (табл. 89, рис. 40), что и должно было иметь место, так как при нагревании каолинит становится аморфным. Часть рефлексов на дебаеграммах в исходном и отожженном образце (в частности, линия 3,148) не характерна для железисто-магнезиальных амфиболов и, по-видимому, принадлежит рибекиту. Это подтверждается непосредственными наблюдениями в шлифах, где отчетливо видно развитие рибекита по купффериту.

В отличие от рентгенограммы антофиллита (Гинзбург и др., 1961) в исследованном амфиболе отсутствуют восточки антофиллита. Об этом же свидетельствуют и результаты изучения минерала на микроанализаторе MS-46 на содержание магния, кальция, алюминия, железа и натрия: в пределах ошибки метода минерал однороден относительно распределения перечисленных элементов. В частности, об однородности распределения магния в зерне изученного амфибола можно судить по табл. XLIV.

Таблица 88
Ориентировка оптической индикатрисы купфферита

Характеристика грани	Символ	Ориентировка индикатрисы		
		Ng	Nm	Np
Спайность Двойниковый шов	(110)	79°	62°	30°
	(100)	79°	90°	12°
	(001)	16°	88°	75°

Рентгенограммы купфферита

3186 (исходный)		3186 (отожженный)		Куммингтонит (Гинзбург и др., 1961)		3186 (исходный)		3186 (отожженный)		Куммингтонит (Гинзбург и др., 1961)	
I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å
6	9,038	6	8,493	4	8,28	1	1,831	—	—	—	—
9	7,150*	—	—	—	—	2	1,785	1	1,787	—	—
2	4,828	1	4,888	—	—	1	1,755	—	—	—	—
6	4,504	2	4,490	1	4,53	1	1,695	3	1,689	1	1,693
4	4,159	—	—	1	4,14	8	1,657	—	—	5	1,660
—	—	2	3,848	2	3,86	4	1,653	6	1,648	—	—
2	3,593	—	—	1	3,59	4	1,634	2	1,615	3	1,632
8	3,418	3	3,425	3	3,44	—	—	5	1,580	2	1,598
8	3,250	2	3,257	4	3,27	1	1,557	1	1,557	1	1,559
5	3,148	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,552
10	3,064	5	3,079	3	3,06	8	1,509	8	1,505	5	1,519
5	2,983	3	2,936	1	2,98	1	1,481	—	—	—	—
10	2,728	10	2,722	8	2,76	2	1,456	1	1,454	1	1,461
1	2,661	—	—	—	—	2	1,441	—	—	—	—
7	2,603	7	2,605	5	2,62	1	1,426	1	1,432	1	1,433
1	2,537	—	—	—	—	8	1,403	6	1,398	7	1,406
7	2,500	8	2,498	5	2,51	4	1,380	2	1,375	2	1,383
1	2,405	—	—	1	2,41	—	—	1	1,348	2	1,332
1	2,349	—	—	—	—	—	—	1	1,322	1	1,302
6	2,295	6	2,295	4	2,30	1	1,298	—	—	6	1,298
1	2,249	—	—	1	2,23	6	1,287	7	1,289	3	1,278
9	2,177	9	2,175	6	2,19	—	—	—	—	1	1,256
1	2,092	1	2,091	2	2,10	—	—	—	—	2	1,229
3	2,031	1	2,020	2	2,04	—	—	—	—	4	1,185
1	1,951	1	1,945	2	1,956	—	—	—	—	2	1,168
1	1,906	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,039
4	1,862	2	1,858	1	1,876	—	—	—	—	—	—

Примечание. 3186 (исходный): УРС-70, излучение Co, V=32 кВ, I=10 ма, экспозиция 36 ч, D=114,5 мм. 3186 (отожженный): D=57,3 мм, экспозиция 8 ч.

* Рефлекс соответствует каолиниту (Михеев, 1957).

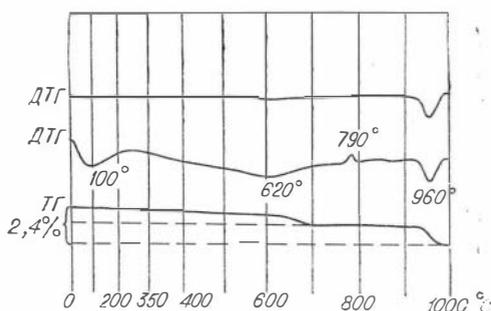


Рис. 40. Дериватограмма купфферита (ДТА — кривая нагревания, ДТГ, ТГ — кривая потери веса, анализик Т. А. Корнева).

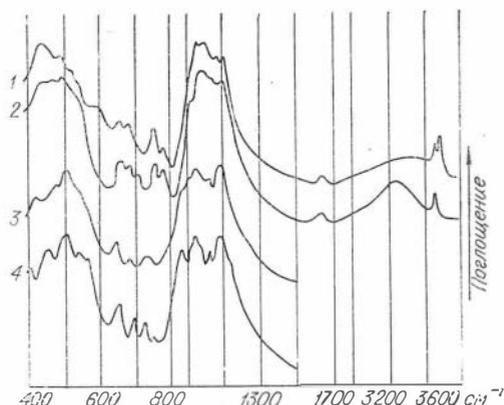


Рис. 41. ИК-спектр купфферита (1 — исходный, 2 — отожженный до 630° С, 3 — отожженный до 1000° С, 4 — кривая энстатита).

Таким образом, приведенные данные позволяют диагностировать исследованный амфибол как купфферит, развивающийся по энстатиту.

Можно предполагать, что в природе купфферит распространен достаточно широко. Но по многим оптическим свойствам он похож на тремолит, поэтому его диагностирование без данных химического анализа сильно затруднено либо вовсе не может быть выполнено.

На основании известных экспериментальных данных и статистической обработки многочисленных химических анализов магнезиально-железистых амфиболов Е. А. Костюк (1970) пришла к выводу о том, что принадлежность этой группы амфиболов, и в частности куммингтонита, к моноклинной сингонии в значительной мере обусловлена вхождением в их структуру кальция, замещающего двухвалентное железо. Не исключено, что такую же роль играет в этих амфиболах и натрий, что, вероятно, имеет место в исследованном нами амфиболе.

ГЛАВА V

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

В главе «Петрография и минералогия» были детально рассмотрены вещественный состав пород и породообразующие минералы альпинотипных гипербазитов, ассоциирующих с ними габброидов и метасоматических алогипербазитовых пород. В настоящей главе рассматриваются особенности химизма основных петрографических разновидностей изученных пород, установленные на основе 200 силикатных химических анализов, 50 из которых заимствованы из опубликованных и фондовых работ, а остальные выполнены по нашим материалам в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

Данные химических анализов приведены в приложении I, а средние химические составы отдельных типов пород, рассчитанные в результате статистической обработки анализов, сведены в табл. 90—92. В последних наряду со значениями главных породообразующих окислов приводится ряд коэффициентов, отражающих железистость $F = \frac{\Sigma \text{FeO} \cdot 100\%}{\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}}$, известковистость $C = \frac{\text{CaO} \cdot 100\%}{\text{CaO} + \text{MgO}}$, глиноземистость $A = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 100\%}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2}$, магнезиальность $M = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3}$ и хромистость $X = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 100\%}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ пород, степень их окисленности (серпентинизации) $h = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100\%}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$ и насыщенность кремнеземом $S = \frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$. Все коэффициенты вычислены либо в молекулярных процентах, либо в молекулярных отношениях.

Результаты статистической обработки анализов изображены на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 42), где показано положение фигуративных точек, отражающих состав отдельных разновидностей пород, пересчитанный на основные числовые характеристики a , b и c , с доверительными эллипсами.

Специфические особенности химического состава выделенных типов пород наглядно отражаются на диаграмме. По величине основных числовых характеристик выделяются следующие группы пород: 1) дуниты, 2) гарцбургиты, лерцолиты, серпентиниты, 3) верлиты, диопсидиты, вебстериты, бронзититы, 4) габбро, габбро-нориты, парагаббро и гранатсодержащие алогипербазитовые (эклогитоподобные) породы.

В группе гипербазитов, объединяющей дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и серпентиниты, состав пород очень близок и характеризуются высоким значением параметра b (61—65%) и очень малым параметров a и c . Величина этих параметров определяет основные черты химизма пород: высокое содержание в них $\text{Mg} + \text{FeO}$, малое CaO и ничтожное щелочей. Однако, несмотря на большое сходство химизма этих пород, как показала статистическая обработка значений параметров a , c и b , дуниты отчетливо

Средний химический состав дунитов, гарцбургитов и серпентинитов

Окисел	Дуниты			Гарцбургиты			Лерцолиты			Серпентиниты						
	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>				
SiO ₂	38,50	2,72	<i>a</i>	0,11	41,18	2,27	<i>a</i>	0,22	40,56	3,05	<i>a</i>	0,22	36,92	2,97	<i>a</i>	0,36
TiO ₂	0,03	0,05	<i>c</i>	0,48	0,05	0,08	<i>c</i>	0,66	0,09	0,20	<i>c</i>	0,95	0,03	0,03	<i>c</i>	0,78
Al ₂ O ₃	0,98	0,82	<i>c</i>	—	1,43	1,25	<i>c</i>	—	1,88	1,05	<i>c</i>	—	1,63	0,95	<i>c</i>	—
Fe ₂ O ₃	2,26	1,54	<i>b</i>	64,87	2,85	1,86	<i>b</i>	61,19	2,91	1,81	<i>b</i>	60,92	5,34	2,09	<i>b</i>	62,07
FeO	6,05	1,14	<i>s</i>	34,54	5,87	2,41	<i>s</i>	37,93	5,76	1,94	<i>s</i>	37,95	2,58	1,36	<i>s</i>	36,79
MnO	0,13	0,04	<i>a'</i>	—	0,15	0,07	<i>a'</i>	—	0,15	0,06	<i>a'</i>	—	0,13	0,07	<i>a'</i>	—
MgO	43,81	3,07	<i>f'</i>	9,47	39,73	4,42	<i>f'</i>	10,84	38,53	3,23	<i>f'</i>	10,87	37,41	2,76	<i>f'</i>	10,04
CaO	0,70	1,16	<i>m'</i>	90,20	0,78	0,87	<i>m'</i>	88,98	1,69	0,81	<i>m'</i>	87,94	0,94	0,81	<i>m'</i>	89,58
Na ₂ O	0,07	0,07	<i>c'</i>	0,33	0,11	0,11	<i>c'</i>	0,18	0,14	0,22	<i>c'</i>	1,19	0,14	0,23	<i>c'</i>	0,38
K ₂ O	0,04	0,03	<i>n</i>	100	0,06	0,06	<i>n</i>	100	0,03	0,04	<i>n</i>	100	0,06	0,12	<i>n</i>	66,67
Cr ₂ O ₃	0,60	—	φ	2,32	0,41	—	φ	3,26	0,27	—	φ	3,32	0,49	—	φ	6,38
NiO	0,23	—	<i>t</i>	—	0,21	—	<i>t</i>	0,07	0,15	—	<i>t</i>	0,15	0,06	—	<i>t</i>	—
P ₂ O ₅	0,03	0,03	<i>Q</i>	31,62	0,04	0,05	<i>Q</i>	25,24	0,07	0,08	<i>Q</i>	25,57	0,09	0,19	<i>Q</i>	27,92
H ₂ O	6,41	—	<i>a/c</i>	0,23	7,06	—	<i>a/c</i>	0,33	7,72	—	<i>a/c</i>	0,23	14,04	1,90	<i>a/c</i>	0,46

Соотношения окислов в молекулярных количествах

<i>F</i>	9,38	1,85	—	10,81	3,50	—	10,98	3,80	—	10,02	3,68	—
<i>C</i>	1,20	2,06	—	1,51	1,85	—	3,11	1,60	—	1,80	1,63	—
<i>h</i>	23,6	14,7	—	30,55	18,9	—	29,9	16,0	—	65,79	13,0	—
<i>A</i>	2,94	2,39	—	4,14	3,74	—	5,23	2,73	—	4,93	2,83	—
<i>X</i>	19,4	19,4	—	8,74	4,24	—	6,13	5,18	—	4,90	5,44	—
<i>s</i>	0,59	0,06	—	0,71	0,09	—	0,71	0,09	—	0,67	0,09	—
<i>M</i>	0,97	0,03	—	0,95	0,04	—	0,93	0,03	—	0,95	0,03	—

Примечание. \bar{X} — среднее значение, σ — стандартное отклонение, *I* — числовые характеристики по А. Н. Заваряцкому; дуниты — 23 анализа, гарцбургиты — 40 анализов, лерцолиты — 24 анализа, серпентиниты — 20 анализов.

Средний химический состав метасоматических пород

Окисел	Верлиты			Диопсиды			Вебстериты			Бронзититы			Гранатсодерж. породы		
	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>	\bar{X} , вес. %	σ	<i>I</i>
SiO ₂	44,45	3,28	<i>a</i> 0,35	47,16	3,83	<i>a</i> 0,72	51,50	2,55	<i>a</i> 0,68	54,48	0,70	<i>a</i> 0,24	39,44	3,23	<i>a</i> 1,31
TiO ₂	0,16	0,15	<i>c</i> 1,57	0,19	0,29	<i>c</i> 2,39	0,09	0,12	<i>c</i> 1,24	0,04	0,07	<i>c</i> 0,40	0,85	0,92	<i>a</i> 11,97
Al ₂ O ₃	3,09	1,63	<i>c</i> —	4,66	3,69	<i>c</i> —	2,87	3,81	<i>c</i> —	0,98	0,50	<i>c</i> —	17,67	3,47	<i>c</i> —
Fe ₂ O ₃	4,02	2,35	<i>b</i> 54,86	2,59	1,63	<i>b</i> 49,79	1,68	0,89	<i>b</i> 49,52	1,33	1,36	<i>b</i> 50,42	3,85	1,66	<i>b</i> 38,24
FeO	5,23	0,78	<i>S</i> 43,22	4,34	2,26	<i>S</i> 47,10	8,43	2,59	<i>S</i> 48,56	8,81	2,91	<i>S</i> 48,86	8,15	5,13	<i>S</i> 48,48
MnO	0,20	0,10	<i>a'</i> —	0,17	0,08	<i>a'</i> —	0,15	0,06	<i>a'</i> —	0,14	0,07	<i>a'</i> —	0,15	0,05	<i>a'</i> —
MgO	24,83	4,11	<i>f'</i> 13,48	19,06	3,81	<i>f'</i> 11,39	23,60	4,04	<i>f'</i> 16,21	31,51	2,33	<i>f'</i> 14,96	9,77	2,44	<i>f'</i> 31,31
CaO	12,58	3,61	<i>m'</i> 65,39	17,16	3,85	<i>m'</i> 31,90	9,43	5,38	<i>m'</i> 16,67	1,26	0,36	<i>m'</i> 83,44	15,98	3,78	<i>m'</i> 45,92
Na ₂ O	0,13	0,08	<i>c'</i> 21,03	0,32	0,21	<i>c'</i> 31,90	0,29	0,39	<i>c'</i> 16,67	0,10	0,05	<i>c'</i> 1,60	0,50	0,52	<i>c'</i> 22,77
K ₂ O	0,06	0,08	<i>n</i> 66,67	0,06	0,07	<i>n</i> 83,33	0,08	0,04	<i>n</i> 83,33	0,07	0,02	<i>n</i> 66,67	0,07	0,07	<i>n</i> 88,89
Cr ₂ O ₃	0,12	—	Φ 5,30	0,29	—	Φ 3,84	0,28	—	Φ 8,32	0,37	—	Φ 1,70	0,05	—	Φ 9,10
NiO	0,03	—	<i>t</i> 0,27	0,03	—	<i>t</i> 0,13	0,02	—	<i>t</i> 0,12	0,03	—	<i>t</i> 0,06	0,01	—	<i>t</i> 1,65
P ₂ O ₅	0,03	0,02	<i>Q</i> 15,83	0,05	0,03	<i>Q</i> 9,63	0,03	0,02	<i>Q</i> 5,48	0,03	0,02	<i>Q</i> 3,32	0,09	0,09	<i>Q</i> 17,63
H ₂ O	5,17	—	<i>a/c</i> 0,22	3,39	—	<i>a/c</i> 0,30	1,40	—	<i>a/c</i> 0,55	1,05	—	<i>a/c</i> 0,80	2,92	0,63	<i>a/c</i> 0,11

Соотношения окислов в молекулярных количествах

<i>F</i>	16,85	4,34	—	16,93	9,21	—	18,76	3,16	—	14,99	3,64	—	38,95	14,4	—
<i>C</i>	26,90	7,92	—	39,66	9,05	—	22,31	12,9	—	2,78	0,74	—	53,97	8,07	—
<i>h</i>	37,38	14,5	—	35,39	13,6	—	15,22	7,95	—	13,20	16,7	—	31,14	10,7	—
<i>A</i>	7,59	4,06	—	10,35	7,59	—	5,84	7,32	—	2,09	1,07	—	34,38	5,28	—
<i>X</i>	2,35	3,69	—	4,01	4,07	—	7,84	5,29	—	17,24	10,9	—	0,19	0,28	—
<i>s</i>	1,24	0,24	—	1,73	0,39	—	1,51	0,23	—	1,17	0,08	—	2,92	0,90	—
<i>M</i>	0,68	0,08	—	0,53	0,11	—	0,73	0,16	—	0,97	0,02	—	0,28	0,06	—

Примечание. Верлиты — 10 анализов, диопсидиты — 13 анализов, вебстериты — 6 анализов, бронзититы — 8 анализов, гранатсодержащие породы — 6 анализов.

Средний химический состав габброидов

Окисел	Габбро			Габбро-нориты			Парагаббро					
	X, вес. %	σ	I	X, вес. %	σ	I	X, вес. %	σ	I			
SiO ₂	46,79	2,12	a	6,26	46,59	1,43	a	2,59	41,43	2,56	a	2,24
TiO ₂	0,47	0,55	c	10,55	0,33	0,61	c	9,19	0,10	0,08	c	10,64
Al ₂ O ₃	19,19	5,34	c	—	15,70	3,16	c	—	17,13	9,07	c	—
Fe ₂ O ₃	2,47	2,21	b	26,06	1,95	1,62	b	35,11	2,43	1,86	b	38,73
FeO	5,04	2,05	s	57,13	5,56	1,80	s	53,11	4,41	2,30	s	48,39
MnO	0,13	0,05	a'	—	0,15	0,06	a'	—	0,12	0,06	a'	—
MgO	7,30	2,44	f'	29,05	11,89	3,16	f'	20,16	17,48	9,66	f'	16,64
CaO	12,22	2,63	m'	50,56	14,15	2,22	m'	57,17	10,06	5,17	m'	78,48
Na ₂ O	2,31	1,15	c'	20,39	0,85	0,35	c'	22,67	0,85	0,59	c'	4,88
K ₂ O	0,61	0,61	n	86,05	0,17	0,14	n	73,69	0,19	0,36	n	87,5
Cr ₂ O ₃	0,03	—	φ	8,94	0,07	—	φ	3,08	0,20	—	φ	5,42
NiO	0,01	—	t	0,76	0,03	—	t	0,51	0,07	—	t	0,14
P ₂ O ₅	0,08	0,13	Q	8,81	0,11	0,21	Q	8,15	0,05	0,08	Q	18,34
H ₂ O	4,18	5,55	a/c	0,59	2,27	1,21	a/c	0,28	5,49	2,53	a/c	0,21

Соотношения окислов в молекулярных количествах

F	35,87	12,03	—	26,67	9,02	—	18,2	6,36	—
C	55,33	8,32	—	45,81	8,70	—	34,25	20,98	—
h	28,93	10,52	—	24,38	14,00	—	30,04	13,24	—
A	32,13	6,55	—	28,24	4,59	—	30,34	12,09	—
X	—	—	—	—	—	—	0,81	1,04	—
s	4,86	1,89	—	2,80	0,68	—	2,29	1,51	—
M	0,24	0,07	—	0,34	0,10	—	0,43	0,23	—

Примечание. Габбро — 15 анализов, габбро-нориты — 21 анализ, парагаббро — 14 анализов.

(при уровне значимости 99%) отличаются по величине *b* от гарцбургитов и лерцолитов. В связи с тем, что железистость этих пород одинакова (табл. 90), различия по *b* отражают в основном содержание в них MgO. Количество окиси магния достигает иногда 50% (см. приложение I, табл. 1, 2, 3) и в среднем колеблется в пределах 44%. Наряду с этим в дунитах меньше кремнезема по сравнению с перидотитами и в 2 раза меньше глинозема и извести по сравнению с лерцолитами (табл. 90 и 93). Специфической чертой химизма дунитов является повышенное содержание в них окиси хрома (высокие значения коэффициента хромистости) и во многих анализах — никеля, количество которых достигает соответственно 1,5—2,0 и 0,38%, что почти в 2 раза превышает содержание их в перидотитах.

Гарцбургиты и лерцолиты по химическому составу практически не отличаются друг от друга, но последние более известковисты, что определяется содержанием в них CaO в среднем до 1,7% по сравнению с 0,78% в гарцбургитах.

Приведенные данные отражают особенности среднего химического состава главных типов пород альпинотипных гипербазитов. Как было установлено при изучении минералов этих пород, в них выделяется две группы разновидностей: 1) собственно гипербазиты (первичные) и 2) метасоматические (вторичные) их разновидности, образование которых связано

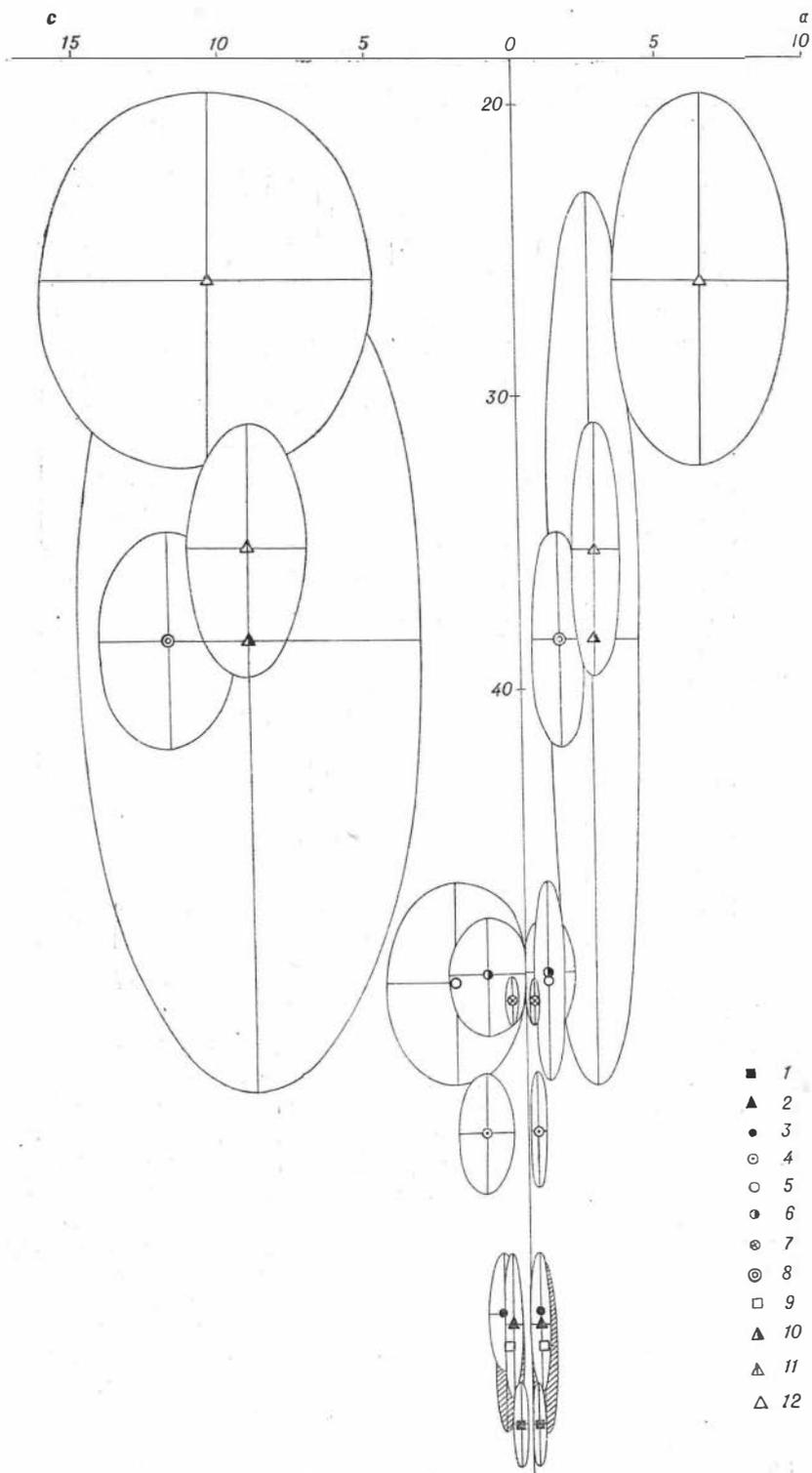


Рис. 42. Химический состав гипербазитов, апогипербазитовых метасоматических пород и габброидов (1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — лерцолиты, 4 — верлиты, 5 — диопсидиты, 6 — вебстериты, 7 — бронзититы, 8 — гранатосодержащие эклогитоподобные породы, 9 — серпентиниты, 10 — парагабброиды, 11 — габбро-вориты; 12 — габбро).

Оценка значимости различий в содержании главных породообразующих окислов и величинах коэффициентов в дунитах, гарцбургитах, лерцолитах и серпентинитах

	SiO ₂				MgO				Железистость (F)							
	Д	Г	Л	С	Д	Г	Л	С	Д	Г	Л	С				
Al ₂ O ₃	Д		$\frac{3,99}{2,66}$	$\frac{2,46}{2,02}$	0		$\frac{4,29}{2,66}$	$\frac{5,74}{2,70}$	$\frac{7,18}{2,70}$	Известковость		0	0	0		
	Г	0		0	$\frac{5,63}{2,66}$	0		0	0		0		0	0	0	
	Л	$\frac{3,27}{2,70}$	0		$\frac{3,99}{2,70}$	$\frac{3,37}{2,70}$	$\frac{4,21}{2,70}$		0		$\frac{3,53}{2,70}$	$\frac{3,64}{2,70}$		0	0	0
	С	0	0	0		0	0	$\frac{2,97}{2,70}$			0	0	0	0	0	0
Степень окисленности (h)				Глиноземистость (A)				Насыщенность SiO ₂ (S)								
Д Г Л С				Д Г Л С				Д Г Л С								
Хромистость (X)	Д		0	0	$\frac{9,95}{2,70}$	Магнезиальность (M)	0	$\frac{3,05}{2,70}$	0		$\frac{6,32}{2,66}$	$\frac{6,32}{2,70}$	$\frac{3,36}{2,70}$			
	Г	0		0	$\frac{8,43}{2,66}$		0		0	0	0	0	0			
	Л	$\frac{3,14}{2,70}$	0		$\frac{8,19}{2,70}$		$\frac{3,14}{2,70}$	0		0	$\frac{4,56}{2,70}$	0		0		
	С	$\frac{3,42}{2,70}$	$\frac{2,78}{2,66}$	0			$\frac{3,42}{2,70}$	$\frac{2,78}{2,66}$	0		0	0	0	0		
Магнезиальность (M)				Магнезиальность (M)												

Примечание. Д — дуниты, Г — гарцбургиты, Л — лерцолиты, С — серпентиниты. В числителе — вычисленное значение критерия Стьюдента, в знаменателе — критические значения критерия для порога значимости 99% (Урбах, 1964).

с воздействием на гипербазиты интрузий прорывающих их габбро. Выявленные закономерности изменения химизма минералов в зависимости от их генезиса хорошо подтверждаются и химическим составом пород (табл. 94). Метасоматические разности пород по сравнению с первичными гипербазитами характеризуются (при пороге вероятности 95%) повышенным значением коэффициента железистости, FeO и MnO и пониженным — MgO. Одновременно в метасоматических дунитах и гарцбургитах наблюдаются относительно повышенные содержания CaO и Al₂O₃. Незначительный характер различия между этими окислами в первичных и метасоматических разновидностях пород объясняется, при равных значениях стандартных отклонений, малым количеством анализов в сравниваемых совокупностях, особенно в выборке метасоматитов. Обращает на себя внимание также резко повышенное в метасоматических дунитах содержание Cr₂O₃. Таким образом, отличительной чертой метасоматических разновидностей гипербазитов является в первую очередь резкое увеличение железистости пород, пониженное содержание MgO, повышенное для дунитов и гарцбургитов содержание глинозема и извести, а в дунитах — окиси хрома.

Наряду с отмеченными особенностями химизма основных петрографических разновидностей гипербазитов намечаются и различия в хими-

Химический состав первичных (I) и метасоматических (II) гипербазитов

Окисел	Дуниты				Гарцбургиты				Лерцолиты			
	I (n=16)		II (n=7)		I (n=31)		II (n=9)		I (n=19)		II (n=5)	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	39,36	2,77	36,54	2,86	40,72	2,29	42,73	2,36	40,37	3,05	41,28	3,11
TiO ₂	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,10	0,06	0,09	0,09	0,20	0,10	0,20
Al ₂ O ₃	0,79	0,01	1,41	1,18	1,08	1,65	2,60	2,28	1,90	1,05	1,80	1,09
Fe ₂ O ₃	2,97	2,02	4,40	3,00	2,81	1,87	2,99	1,95	2,54	2,08	4,31	2,68
FeO	5,93	1,16	6,30	1,19	4,90	2,89	9,20	3,86	5,11	2,19	8,24	2,77
MnO	0,11	0,04	0,17	0,05	0,13	0,08	0,20	0,09	0,13	0,07	0,23	0,09
MgO	44,82	3,13	44,49	3,25	41,21	4,60	34,62	5,08	39,69	3,33	34,10	3,65
CaO	0,50	1,62	1,15	1,90	0,53	1,27	1,61	1,79	1,66	0,83	1,79	0,86
Na ₂ O	0,07	0,07	0,06	0,07	0,12	0,12	0,09	0,13	0,15	0,24	0,10	0,31
K ₂ O	0,06	0,03	0,04	0,03	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,07	0,08	0,07	0,08
Cr ₂ O ₃	0,52	0,42	1,31	1,48	0,42	—	0,56	—	0,27	—	0,28	—
NiO	0,24	—	0,22	—	0,25	—	0,08	—	0,17	—	0,08	—
$\Sigma\text{FeO} \cdot 100\%$	8,34	2,07	11,76	2,31	9,21	4,1	16,31	5,29	9,48	3,99	16,68	5,40
$\Sigma\text{FeO} + \text{MgO}$												

ческом составе пород по поясам (табл. 95). В обобщенном виде они выражаются в том, что породы Западно-Чукотского пояса по сравнению с гипербазитами Корякского пояса содержат меньше титана, закисного железа, хрома и больше глинозема и извести, что хорошо иллюстрируется данными табл. 96. Различия по указанным окислам в породах разных поясов, кроме CaO, значимы с вероятностью 95%.

Природа выявленных различий может иметь двойное объяснение. С одной стороны, они могут иметь первичный характер и отражать глущину и условия образования ультраосновного вещества гипербазитов.

Таблица 95

Средний химический состав дунитов, гарцбургитов и лерцолитов по поясам, вес. %

Окисел	Западно-Чукотский пояс			Корякский пояс		
	Д	Г	Л	Д	Г	Л
SiO ₂	38,08	41,02	40,26	38,83	41,34	41,06
TiO ₂	0,01	0,07	0,03	0,04	0,04	0,20
Al ₂ O ₃	1,66	1,58	1,93	0,45	1,38	1,79
Fe ₂ O ₃	2,24	2,74	2,54	2,28	2,74	3,57
FeO	6,33	5,06	5,17	5,84	6,76	6,75
MnO	0,14	0,11	0,12	0,13	0,16	0,19
MgO	41,70	40,15	39,65	45,43	39,70	36,65
CaO	1,14	0,90	1,51	0,34	0,77	2,00
Na ₂ O	0,09	0,19	0,10	0,06	0,07	0,09
K ₂ O	0,02	0,09	0,04	0,05	0,05	0,03
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,06	0,03	0,06	0,07
Cr ₂ O ₃	0,30	0,34	0,28	1,12	0,37	0,24
NiO	0,20	0,27	0,19	0,26	0,19	0,07
F	10,15	9,55	9,54	8,79	10,66	13,39

Примечание. Д — дуниты, Г — гарцбургиты, Л — лерцолиты.

Наряду с этим различия в химизме гипербазитов разных поясов могут быть связаны с современным тектоническим положением последних. В этом случае повышенные содержания в гипербазитах Западно-Чукотского пояса натрия, кальция и алюминия имеют вторичный, наложенный характер.

Тесно по химическому составу, к дунитам, гарцбургитам и лерцолитам примыкают и серпентиниты. От дунитов они отличаются пониженным содержанием MgO, а от лер-

цолитов — SiO_2 . От всех разновидностей гипербазитов серпентиниты отличаются резко повышенной степенью окисленности и пониженной хромистостью.

Отчетливо (с 99% вероятностью) по основным числовым характеристикам от дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и серпентинитов отличается группа метасоматических апогипербазитовых пород: верлитов, диопсидитов, бронзититов и вебстеритов. Величина параметра b для них колеблется в среднем от 49 до 55%. Одновременно все они по сравнению с предыдущей группой пород имеют повышенные значения параметров a и c . Эти различия отражают относительно низкое содержание в метасоматических породах MgO , повышенные CaO , щелочей и высокие SiO_2 (см. табл. 91, а также приложение I, табл. 4, 6). Кроме того, верлиты и пироксениты по отношению к дунитам и перидотитам характеризуются высокой железистостью (F), в среднем 15—19%, а также значением отношения SiO_2/MgO (коэффициент S) больше 1. Верлиты и диопсидиты в сравнении с другими метасоматическими разновидностями пород имеют повышенную известковистость и глиноземистость и пониженную хромистость. Обращает на себя внимание высокая хромистость бронзититов, сопоставимая с хромистостью дунитов, несмотря на то, что наибольшие количества Cr_2O_3 встречаются в моноклиновых пироксенах (см. табл. 19, 20).

Химический состав габброидов, ассоциирующихся с гипербазитами, имеет следующие особенности. Все они относятся к породам нормального ряда с соотношением окислов $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, слабо насыщенным кремнеземом и бедным щелочами. По минеральному составу, как показано выше, среди них выделяются нормальные габбро и габбро-нориты. Химический состав этих разновидностей пород очень близок между собой, и различия выражаются только по содержанию окисла MgO и количеству щелочей (при пороге вероятности 99%). Содержание Na_2O и K_2O резко повышено в нормальных габбро, а MgO — в габбро-норитах. Наряду с этим для габбро характерна повышенная известковистость и степень насыщенности кремнеземом и пониженная магнезиальность.

Специфический химический состав имеют породы из группы парагаббро. Отличаясь по всем петрохимическим параметрам от нормальных габбро, они по составу тесно примыкают, с одной стороны, к габбро-норитам, а с другой — к группе верлит-пироксенитов. От габбро-норитов парагаббро значительно (с вероятностью 99%) отличаются пониженным содержанием SiO_2 , повышенным TiO_2 , Cr_2O_3 и магнезиальностью.

Среди метасоматических апогипербазитовых образований парагаббро наиболее близко по составу приближаются к диопсидитам, отличаясь от них пониженным содержанием SiO_2 и значением хромистости, повышенной глиноземистостью и количеством щелочей. Сходство состава парагаб-

Таблица 96

Средневзвешенный химический состав гипербазитов по поясам

Окисел	Западно-Чукотский пояс, $n=39$		Горяковский пояс, $n=45$	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO_2	39,97	—	40,53	—
TiO_2	0,04	0,04	0,07	0,07
Al_2O_3	1,73	0,57	1,20	0,99
Fe_2O_3	2,54	—	2,77	—
FeO	5,43	1,50	6,49	2,13
MnO	0,12	—	0,15	—
MgO	40,35	—	40,78	—
CaO	1,20	0,79	0,89	0,91
Na_2O	0,13	0,11	0,07	0,05
K_2O	0,05	—	0,05	—
P_2O_5	0,04	—	0,05	—
Cr_2O_3	0,31	0,15	0,56	0,41
NiO	0,22	—	0,19	—
F	9,7	1,25	10,66	3,77

Примечание. Подчеркнуты окислы, по содержанию которых породы значительно различаются.

бро и пород группы габбро и алогипербазитовых метасоматических образований хорошо иллюстрируется величиной доверительного эллипса по основным характеристикам a , b и c (см. рис. 42), перекрывающего доверительные эллипсы габброидов и метасоматитов.

Большие колебания в составе петрохимических параметров парагабброидов убедительно указывают на их немагматический генезис и подтверждают высказанную выше точку зрения о том, что они являются продуктами переработки гипербазитов магмой габбрового состава.

Особое место в ряду описываемых пород занимают гранатсодержащие (эклогитоподобные) образования. По химическому составу они наиболее сходны с габброидами, но резко отличаются от них низкими содержаниями SiO_2 и степенью насыщенности кремнеземом (см. табл. 91, а также приложение I, табл. 6), что сближает их с ультрабазитами. По количеству SiO_2 эти образования сопоставимы с дунитами, гарцбургитами и лерцолиитами, но менее недосыщены кремнеземом, чем гипербазиты. От нормальных габбро они отличаются (при 99% пороге вероятности) повышенным содержанием MgO , CaO и пониженным щелочей, от габбро-норитов — повышенным содержанием FeO . От всех разновидностей габброидов гранатсодержащие породы резко отличаются повышенной железистостью, известковистостью и глиноземистостью.

Эти особенности химического состава гранатсодержащих пород наряду со спецификой химизма слагающих их пороодообразующих минералов подтверждают высказанную нами ранее точку зрения об образовании этих пород в результате метасоматических изменений гипербазитов под воздействием рвущих их интрузивов габбро (Pinus, Agafonov, Velinsky, 1970).

Ниже остановимся на характеристике элементов-примесей в гипербазитах, метасоматических образованиях и габброидах.

Спектр элементов-примесей для всех отмеченных групп очень ограниченный — 14 элементов: Cu , Sn , Pb , Zn , Mo , Co , V , Ga , Zr , Sr , Sc , Ge , Y , Yb . Как в ультрабазитах в целом, так и в отдельных их петрографических разновидностях средние их количества близки к кларковым (табл. 97). Однако анализ данных по отдельным типам пород и особенно по разным генетическим их группам позволяет выявить интересные закономерности в распределении элементов-примесей. Так, для дунитов и перидотитов Анадырско-Корякской системы по сравнению со среднеземными значениями (Виноградов, 1962) характерно повышенное от 2 до 3 раз содержание олова. Все остальные элементы в этих породах встречаются в кларковых или меньших количествах. В верлитах, диопсидитах, бронзититах и гранатсодержащих породах содержание олова равно кларковому, но на порядок повышено содержание скандия и иттрия. Следует особо подчеркнуть такой характер геохимической специализации для первичных гипербазитовых пород и образованным по ним метасоматитам, так как он помогает правильно расшифровать их происхождение. В частности, обогащение скандием и иттрием верлитов, пироксенитов и гранатсодержащих пород до количеств, равных содержаниям этих элементов в прорывающих гипербазиты габброидах (табл. 99), может служить свидетельством того, что метасоматоз в гипербазитах связан с воздействием на них растворов, генерируемых габброидным расплавом. С другой стороны, повышенные концентрации скандия и иттрия в метасоматических породах указывают на $\text{Ca} - \text{Al}$ -характер метасоматоза, приводящего к образованию в гипербазитах вторичного пироксена и амфиболов — концентраторов этих малых элементов (Шоу, 1969). Отмеченная геохимическая особенность пород, развивающихся по гипербазитам, не является специфической только для массивов Анадырско-Корякской складчатой области, а характерна и для других регионов, например Урала (Борисенко, 1966).

Среднее содержание элементов-примесей в ультраосновных породах массивов Анадырско-Корякской складчатой системы по данным полуквантитативного спектрального анализа, вес. %

Элемент	Дуниты	Гарцбургиты	Перцолиты	Верлиты	Серпентиниты	Хромиты	Пироксениты	Эклогитоподобные породы	Сред. содержание по ультраосновным породам	Сред. содержание в ультраосновных породах (Виноградов, 1962)
V	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$9,7 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Co	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Cu	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$9,6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$8,0 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Zn	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Mo	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Sc	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Sr	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	—	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Y	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	—	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Yb	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	—	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Zr	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Ga	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Ge	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Колич. анализов	115	102	153	25	166	24	98	38	721	

Таблица 98

Среднее содержание элементов-примесей в гиперба-
зитах по поясам, вес. %

Элемент	Западно- Чукотский пояс	Коряк- ский пояс	Хатыр- ский по- яс	Сред. со- держ. по ультраос- новным породам
V	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Co	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$
Cu	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Pb	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$
Zn	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$
Sn	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$9,0 \cdot 10^{-5}$
Mo	сл.	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Sc	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$
Sr	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Y	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$
Yb	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$8,0 \cdot 10^{-6}$
Zr	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$
Ga	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Ge	$5,6 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$
Колич. ана- лиз	292	378	51	721

Анализ поведения скандия и иттрия по массивам (см. приложение I, табл. 9) позволяет установить, что они наиболее широко распространены в тех массивах, где метасоматические процессы развиты особо интенсивно (хр. Пекульней, бассейн р. Лозовки, Куюльский массив). Намечается также закономерность и в их распределении по породам массивов отдельных поясов (табл. 98). Повышенные содержания Sc и Y характерны для гипербазитов Западно-Чукотского пояса, в породах которого повышены и концентрации олова. По составу других элементов-примесей породы разных поясов не отличаются.

Геохимический фон габброидов характеризуется теми же элементами, что и пород из группы гипер-

базитов и апогипербазитовых метасоматических образований (табл. 99). Отличия между ними заключаются в повышенном на порядок содержании в габброидах Pb, V, Zr, Sr, Sc, Y, Yb, Ge и пониженном — Co. Наиболее резко от гипербазитов по составу элементов-примесей отличаются габбро, в меньшей мере габбро-нориты и почти не отличаются парагабброиды. В последних по сравнению с гипербазитами повышены концентрации олова, свинца и иттрия. По содержанию скандия парагабброиды не различаются с гипербазитами. Выше было показано, что для апогипербазитовых метасоматических пород, образование которых связано с воздействием на гипербазиты растворов, генерируемых интрузиями габброидов, характерно повышенное количество скандия, равное его содержанию в габброидах. Одинаковое количество скандия в парагабброидах и гипербазитах указывает на генетическую связь этих пород, что хорошо подтверждается также равными концентрациями в парагабброидах и ультрабазитах хрома, никеля, кобальта и титана.

С другой стороны, парагабброиды имеют сходство с габбро и габбро-норитами по содержанию таких специфических элементов, как Cu, Pb, Ga, Zn, Zr, Y, не характерных для гипербазитов. Такая специфика геохимического спектра парагабброидов указывает на их гибридный генезис и не может найти объяснения, если рассматривать их как продукты дифференциации габброидной магмы. Таким образом, распределение элементов-примесей в парагабброидах подтверждает высказанную выше мысль о том, что это образования, возникшие за счет взаимодействия расплава габброидных интрузий с твердым веществом гипербазитов, в которые они внедряются.

В пределах Анадырско-Корякской системы, как и во многих других складчатых структурах, выходы альпийских гипербазитов часто пространственно совмещены с золотоносными областями. Для выяснения этой

Среднее содержание элементов-примесей в габброидах, ассоциирующих с гипербазитами, вес. %

Элемент	Ортогабброиды		Парагабброиды	I	II
	габбро	габбро-нориты			
V	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Co	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Pb	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-6}$
Zn	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Sn	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$7,9 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$
Mo	—	—	$7,1 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Sc	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Y	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-5}$
Yb	$6,2 \cdot 10^{-5}$	—	—	$2 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-6}$
Zr	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-4}$
Ga	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$8,9 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Колич. анализов	79	19	19		

Примечание. I — среднее содержание для основных пород по А. П. Виноградову (1962); II — среднее содержание для ультраосновных пород Анадырско-Корякской системы.

связи было выполнено 84 спектрохимических определения золота (см. приложение I, табл. 10) в различных типах ультраосновных пород и апогипербазитовых метасоматических образований, в хромитах и габброидах. Ниже приводимо среднее содержание золота в гипербазитах и ассоциирующих с ними породах (вес. %):

дуниты (11 ан.)	$8,4 \cdot 10^{-7}$
гарцбургиты (9 ан.)	$1,0 \cdot 10^{-7}$
лерцолиты (13 ан.)	$1,9 \cdot 10^{-7}$
гипербазитовые брекчии (4 ан.)	$0,6 \cdot 10^{-7}$
верлиты (3 ан.)	$0,6 \cdot 10^{-7}$
апогипербазитовые метасоматиты (4 ан.)	$1,4 \cdot 10^{-7}$
хромиты (22 ан.)	$4,4 \cdot 10^{-6}$
габброиды (16 ан.)	$5,3 \cdot 10^{-7}$
листвениты (2 ан.)	$1,7 \cdot 10^{-7}$

По данным А. П. Виноградова (1962), содержание золота в гипербазитах и габброидах равно соответственно $5 \cdot 10^{-7}$ и $4 \cdot 10^{-7}$ %. Содержание золота в породах Анадырско-Корякской системы, кроме рудных хромитов, близко к среднему. Вместе с тем в отдельных пробах наблюдается отклонение от среднего как в большую, так и меньшую сторону (см. приложение I, табл. 10). Из проанализированных пород наибольшее содержание золота обнаружено в дунитах, а наименьшее — в верлитах, метасоматических апогипербазитовых образованиях и гипербазитовых брекчиях. Приуроченность повышенных содержаний Au к дунитам находит объяснение, если обратиться к распределению его в хромитах. В последних, по данным анализов, концентрации золота превышают среднее на один, а в отдельных случаях (г. Красная) даже на два порядка. В свою очередь, как известно, эти минералы, как аксессуарные, так и рудные

приурочены главным образом в повышенных количествах именно к дунитам. Отсюда следует очень важный вывод о том, что высокие содержания золота связаны в этих породах с количеством хромитов, являющихся концентраторами золота в гипербазитах.

В заключение главы коротко остановимся на характеристике связанного с гипербазитами района хромитового оруденения.

Хромиты нами были встречены во многих массивах в различных количествах. Наиболее широко хромитовое оруденение представлено в массивах г. Красной, г. 1064, Чирьнайском, менее — в массивах бассейна рек Мал. Научирынай, Хатырка и Куюл, мыса Валижген, хр. Пекульней и других пунктах.

При анализе распределения хромитоносных массивов в целом по Анадырско-Корякской системе и по ее районам установлено, что основная их часть сконцентрирована в Корякском гипербазитовом поясе. Повышенная хромитоносность массивов этого региона находит свое отражение в составе пород, которые, как показано выше, содержат больше Cr_2O_3 , чем, например, гипербазиты Западно-Чукотского пояса (см. табл. 95). Однако и в составе последнего имеются массивы, несущие обильное хромитовое оруденение (Маметчинско-Куюльская ветвь).

Оруденение в большинстве случаев носит вкрапленно-прожилковый характер. Жилы чаще всего представлены телами небольшой мощности (видимой), которая колеблется в пределах нескольких сантиметров и редко, судя по развалам, достигает 1—2 м. По простиранию жилы обычно не выдержаны и нередко имеют ветвистую форму, быстро выклиниваются, образуя пережимы и раздувы. Прослеживаются рудные тела (по делювию) на расстоянии от первых до нескольких десятков метров и сопровождаются обильной вкрапленностью. Характер последней меняется от места к месту, но в целом густота ее закономерно увеличивается в направлении к контактовым частям жил, сложенных сливными рудами. Выходы хромитов приурочены к участкам массивов, сложенных преимущественно дунитами, реже гарцбургитами. Пространственно они тяготеют либо к контактовым частям прорывающих гипербазиты интрузивов габброндов, либо к зонам разломов в массивах. Следует особо подчеркнуть одну повсеместно прослеживаемую закономерность в распределении хромитового оруденения: оно проявляется чаще всего в тех местах, где широко развиты жилы пироксенитов и интенсивны процессы пироксенизации гипербазитов. Наиболее интенсивное оруденение фиксируется в тех массивах, в которых преимущественным распространением пользуются жилы эпстаттитов и

Химический состав

№ обр.	F	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	F.O	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	TiO ₂
165м	45,4	1,20	8,58	7,90	13,64	0,12	14,00	н.д.	0,16	54,00	0,12
192б	70,88	1,30	9,24	18,52	22,03	н.о.	8,88	0,22	0,01	38,74	0,66
190в	89,7	1,40	6,92	38,61	29,09	„	4,13	0,12	н.о.	18,45	0,59
80ж	70,5	3,30	8,69	17,04	23,00	„	8,96	0,22	„	38,17	0,28
180в	48,8	2,50	9,90	4,41	17,15	„	12,46	0,19	„	52,80	0,18
329б	71,0	2,78	10,58	16,29	20,45	сл.	8,05	0,38	„	40,90	0,47
519	56,8	1,30	10,89	8,63	16,85	„	10,51	0,68	„	50,33	0,34
309г ⁺	55,0	0,08	6,22	—	20,38	н.о.	9,35	0,32	н.д.	62,6	0,04
309г ⁺	49,6	0,02	4,43	—	17,68	„	10,10	0,12	„	65,74	0,02

Примечание. Отмеченные звездочкой анализы выполнены на микроанализаторе.

бронзтитов. Хромиты с жилками пироксенитов находятся в сложных взаимоотношениях. В одних случаях оруденение увеличивается по мере приближения к контактам пироксенитовых жил, образуя сливные руды в альбаидовых их частях, в других — жилки хромитов секут тела пироксенитов.

Состав хромитов очень неоднороден (табл. 100). Содержание в них Cr_2O_3 варьирует от 18 до 66%. Наибольшие концентрации Cr_2O_3 наблюдаются в массивах, где породы претерпели интенсивные метасоматические преобразования (оливинизацию и пироксенизацию).

Хромиты во многих случаях платиноносны, со средним количеством Pt $0,49 \cdot 10^{-4}$ %, что в 2,5 раза выше содержания платины в ультраосновных породах ($0,2 \cdot 10^{-4}$) (Виноградов, 1962). Средние содержания в хромитах элементов группы платины, рассчитанные по данным 24 пробирно-спектральных анализов, выполненных под руководством проф. С. М. Анисимова (Северо-Кавказский горно-металлургический институт, г. Орджоникидзе, Северо-Осетинская АССР), составляют: Pd = $0,44 \cdot 10^{-5}$ %, Ir = $0,48 \cdot 10^{-5}$ %, Ru = $0,1 \cdot 10^{-4}$ %, Rh = $0,32 \cdot 10^{-5}$ %. Эти цифры полностью согласуются с данными о содержании платиноидов в метеоритах (Виноградов, 1962; Юшко-Захарова и др., 1967).

Из приведенных данных видно, что для подвергшихся изучению хромитов характерно преобладание платины над палладием и повышенное содержание рутения, сопоставимое с концентрациями в рудах платины. Количество в хромитах платины и других элементов этой группы неравномерное и от массива к массиву меняется. Наиболее высокие их содержания, по нашим данным, приурочены к хромитым железнякам, обнаруженным в гипербазитовых массивах Корякского и Хатырского поясов. Помимо платиноидов, как показано выше, хромиты содержат повышенные концентрации золота (см. стр. 221).

Кроме того, методом пробирно-спектрального анализа было изучено распределение платины и палладия в различных типах ультраосновных пород. Ниже приводится среднее содержание этих элементов в гипербазитах (вес. %):

	Pt	Pd
душнты (14 ап.)	$4,5 \cdot 10^{-6}$	$8,6 \cdot 10^{-6}$
гарцбургиты (6 ап.)	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$
серпентиниты (4 ап.)	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$0,5 \cdot 10^{-6}$
пироксениты (2 ап.)	$0,6 \cdot 10^{-6}$	$6,5 \cdot 10^{-6}$

Т а б л и ц а 100

хромитов, вес. %

CoO	NiO	V ₂ O ₅	Сумма	Место взятия образца	Аналитик
н.д.	н.д.	н.д.	99,72	Япранайский массив	А. В. Сухаренко
0,04	0,10	0,16	99,90	Г. Красная	Е. П. Жукова
0,05	0,10	0,32	99,78	„	„
0,04	0,10	0,28	100,08	„	„
0,05	0,09	0,12	99,85	Р. Хатырка	„
0,04	0,11	0,15	100,20	Чирнайский массив	И. К. Кузнецова
0,03	0,11	0,19	99,86	„ „	„
н.д.	н.д.	п.д.	98,99	Г. 1064	Л. Н. Поселова
„	„	„	98,11	„	„

содержание железа в них дано в форме ΣFeO . II. п. п. не обнаружены.

В отличие от хромитов в гипербазитах палладий преобладает над платиной, что характерно для пород платиноносного пояса на Урале (Юшко-Захарова, 1967). Во всех разновидностях гипербазитов содержания платины на два порядка, а палладия на один порядок меньше, чем в хромитах. Самые высокие концентрации Pt и Pd приурочены к дунитам и в меньшей мере к гарцбургитам. Показательно, что с серпентинизацией пород резко падает содержание как платины, так и палладия. Последний во всех остальных случаях ведет себя довольно стабильно и изменяется в пределах ошибки метода определения. Поведение же платины менее постоянно, содержание ее закономерно уменьшается от дунитов к перидотитам и далее к серпентинитам и пироксенитам.

Эти данные, а также приуроченность хромитовых рудных тел к экзо-контактовым участкам рвущих гипербазиты интрузивов габброидов и к зонам разрывных нарушений, морфология рудных тел и неравномерное распределение хрома в рудах убедительно говорят о наложенном характере оруденения. На это же указывает отмеченная (гл. IV) зональность состава хромитов — обогащение краевых частей рудных вкрапленников и зальбандов жил железом, что является результатом взаимодействия хромитов с силикатными минералами вмещающих пород. Наконец, о наложенном характере хромитового оруденения говорят и факты концентрации в хромитах золота, генетическая связь которого с постмагматической деятельностью основных и средних по составу интрузий в изученных районах очевидна. На основании изложенного образование хромитового оруденения в гипербазитовых массивах нами связывается с гидротермально-метасоматическими явлениями в дунитах и перидотитах, вызванными воздействием на них флюидов, генерируемых интрузивами габброидов (возможно, и гранитоидов). Судя по взаимоотношениям жил и вкрапленности хромитов с жилами пироксенитов, процесс рудообразования был многостадийным.

На данной стадии изученности хромитов в гипербазитах исследованного района такое решение вопроса об их генезисе следует рассматривать как предварительное. Однако в свете последних исследований платиноносности дунитов Урала, авторами которых наложенный характер платины в хромитах и породах убедительно доказан (Фоминных, Хвостова, 1970), предлагаемый нами механизм платиново-хромитового рудообразования в гипербазитах Анадырско-Корякской системы представляется наиболее реальным. Для выяснения этого важного в практическом и теоретическом плане вопроса необходимы детальные геохимические и петрологические исследования.

В настоящее же время анализ изученного нами материала и сравнение его с материалами по платиноносным массивам Урала позволяет отметить следующее.

1. Гипербазитовые массивы Анадырско-Корякской складчатой системы имеют много сходства с платиноносными телами Урала и перспективны на поиски платино-хромитовых промышленных месторождений.

2. Установленная тесная взаимосвязь хромитов и золота позволяет считать, что крупные массивы гипербазитов гарцбургит-дунитового состава с интенсивным хромитовым оруденением могут быть перспективными источниками россыпного золота.

**НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА
АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ
НА ПРИМЕРЕ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**

В настоящей главе будет рассмотрен ряд общих вопросов, касающихся положения гипербазитовых поясов Анадырско-Корякской складчатой системы в западной части Тихоокеанского подвижного пояса, а также происхождения альпинотипных гипербазитов, механизма их внедрения и образования гипербазитовых поясов и другие аспекты этой проблемы.

**ПОЛОЖЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ
АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ
В ОБЩЕЙ ЦЕПИ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

Дискуссионные вопросы генезиса альпинотипных гипербазитов не могут быть успешно решены без анализа геологической позиции гипербазитовых поясов, особенно структурного их положения.

Выше рассматривалось размещение гипербазитовых поясов Анадырско-Корякской складчатой системы. Сейчас, при обсуждении генезиса альпинотипных гипербазитов, необходимо показать положение их в общей цепи гипербазитовых поясов западной части складчатого обрамления Тихоокеанского подвижного пояса.

Работ, посвященных анализу структурного положения гипербазитовых поясов западного сектора Тихоокеанского подвижного кольца, до сих пор не публиковалось, за исключением работ Х. Хесса (1939, 1957) и нашей (Пинус, Велинский, 1967). Обобщение накопившегося обширного, но разрозненного материала необходимо не только для выявления закономерностей формирования альпинотипных гипербазитовых поясов, но и изучения связи магматизма и тектоники.

Западная часть Тихоокеанского складчатого обрамления охватывает северо-восточные и дальневосточные территории Советского Союза, Японские о-ва, Корейский п-ов, о-ва Филиппинского и Индонезийского архипелагов, Нов. Гвинею, Нов. Каледонию, цепь Соломоновых о-вов, о-ва Нов. Гебриды, Нов. Зеландию и западную часть Австралийского материка. На этой огромной территории, пережившей сложную геологическую историю, распространены различные по масштабу альпинотипные гипербазитовые пояса, формировавшиеся в различные этапы ее геологического развития. Ниже приводится сжатая характеристика этих поясов.

Гипербазитовые пояса, располагающиеся в палеозойских складчатых структурах

Эти наиболее древние по времени формирования гипербазитовые пояса имеют сравнительно ограниченное распространение. Они известны на юге Приморья, в КНДР, на Японских о-вах, в Австралии и Нов. Зеландии. Во всех случаях они локализируются в палеозойских складчатых структурах, большинство которых испытало влияние мезозойского и кайнозойского орогенеза.

В Приморье, по данным С. С. Зимина (1965), гипербазитовый пояс протяженностью 300 км пространственно сопряжен с Даубихинским разломом, отделяющим главный антиклинорий Сихотэ-Алиня от Даубихинской и Алчано-Мотайской синклинальных зон. Ультраосновные массивы трансформируют разрывные нарушения, оперяющие Даубихинский глубинный разлом, и представлены серпентинизированными одно- и двухфазными перидотитами и дунитами. Они залегают среди вулканогенно-осадочных отложений перми. Галька гипербазитов установлена в конгломератах карийского яруса верхнего триаса. В этих же конгломератах обнаружена галька габброидов, интрузивы которых рвут и метаморфизируют гипербазиты.

На севере КНДР короткая цепочка альпийских гипербазитовых массивов прослеживается вдоль разлома в зоне сочленения Сино-Корейского кристаллического массива с Суйфун-Туманганской верхнепалеозойской складчатой областью. Все массивы вмещаются вулканогенно-осадочными отложениями предположительно пермского возраста. Верхняя граница времени формирования гипербазитового пояса может быть определена лишь на основании того факта, что составляющие его массивы анопериidotитовых и аподунитовых серпентинитов прорываются границами юрского возраста.

В Японии гипербазитовые пояса распространены главным образом на о-ве Хонсю. Здесь известны два протяженных пояса — Сангун и Самбагава. Многочисленные ультраосновные массивы первого пояса прослежены почти на 700 км от северо-западного побережья о-ва Кюсю через юго-западную часть о-ва Хонсю до залива Вакаса и далее в район юго-восточной окраины хр. Хида. В пределах пояса выделяются три района распространения гипербазитов: 1) собственно зона Сангун, 2) структурный пояс Маизуру и 3) краевой структурный пояс Хида.

Гипербазитовые массивы, сложенные серпентинитами, серпентинизированными перидотитами (главным образом гарцбургитами) и дунитами, пространственно совмещаются с линейно вытянутой метаморфической зоной Сангун, сложенной вулканогенно-осадочными породами, превращенными в сланцы и филлиты зеленосланцевой, глаукофановой и пренитпумпеллитовой фаций метаморфизма. Мощность метаморфических образований достигает 5 км. Это типичная эвгеосинклинальная толща, параллелизуемая японскими геологами с доонимарскими (верхнепалеозойскими) отложениями района гор Китаками. Относительно возраста метаморфизма вмещающих гипербазитовые массивы пород Сангунской зоны высказываются разные точки зрения. Одни считают, что породы Сангунской зоны образовались в результате поздне триасового или раннеюрского метаморфизма пелсильванских и пермских отложений. Вместе с тем известно, что в окрестностях Онода метаморфические породы перекрываются средне триасовыми отложениями. За предсреднетриасовый возраст метаморфизма пород Сангунской зоны высказываются и авторы монографии «Геологическое развитие Японских островов» (1968). Более того, основываясь на абсолютном возрасте (297—337 млн. лет), они считают возможным

понижить возраст метаморфизма до предкаменноугольного. Надо учитывать также, что приведенные цифры указывают на верхний возрастной предел возраста метаморфизма, а не на время седиментации пород.

Таким образом, представляется, что возраст вулканогенно-осадочных образований, за счет которых возникли метаморфические породы и которые вмещают гипербазитовые массивы Сангунского пояса, не должен быть моложе нижней перми (верхнего визе). Важно отметить также, что галька серпентинитов в районе краевого структурного пояса Хида (северо-восточный фланг гипербазитового пояса) была обнаружена в конгломератах нижней перми. Учитывая приведенные выше данные, можно говорить, что ультраосновные массивы, слагающие гипербазитовый пояс Сангун, формировались в период от среднего карбона до нижней перми. Появление же мелких серпентинитовых тел в западной части пояса (префектура Окаяма) в тектонической зоне крутых сбросов, отделяющих юрские отложения от метаморфических пород Сангунской зоны, вероятно, следует объяснять тектоническим перемещением массивов с мест их первоначального залегания.

Второй, Самбагавский, гипербазитовый пояс прослеживается на расстоянии 800 км почти параллельно Сангунскому. Составляющие его ультраосновные массивы обнажаются вдоль южной половины о-ва Хонсю, к западу от горного района Канта, протягиваются далее к западу через весь о-в Сикоку, переходят на о-в Кюсю и на западном его побережье обрываются акваторией Тихого океана.

Многочисленные преимущественно мелкие тела гипербазитов, сопровождаемые более молодыми массивами габброидов, располагаются в линейной зоне метаморфических пород, сопряженных с серией региональных разломов, носящих у японских геологов название дислокационной линии Медина.

Геологическая позиция Самбагавского пояса весьма близка таковой Сангунского пояса. Как и там, седиментация вмещающих ультраосновные массивы пород происходила в верхнем палеозое (Курода, 1967; Добрецов, Курода, 1969). Считается также, что гипербазитовые тела формировались до или во время метаморфизма пород Самбагавской зоны. Однако прямые геологические данные, доказывающие верхнюю границу времени формирования пояса, здесь отсутствуют. Нет единодушия и в оценке времени метаморфизма пород Самбагавской зоны. Однако все соглашаются с тем, что метаморфизм не мог проявиться позднее сенонанского времени. Опираясь на наличие углового несогласия между отложениями перми и нижнего триаса в Самбагавской зоне, И. Курода (1967) считает возраст метаморфизма позднепермским — раннетриасовым. Авторы монографии «Геологическое развитие Японских островов» (1968) также считают установленным, что метаморфический пояс Самбагава образовался в результате пермских и триасовых движений. В то же время они не исключают того, что и в раннемеловое время здесь происходили тектонические движения, поскольку известно, что мелкие тела серпентинитов на Сикоку (западный фланг пояса) заключены среди неметаморфизованных пород мела. Вероятно, и в этом случае налицо факт вторичного тектонического перемещения серпентинитовых линз. Учитывая сказанное, мы полагаем, что на данном этапе изучения Самбагавского пояса более обоснованным является мнение о верхнепалеозойском времени формирования гипербазитовых массивов.

В Австралии альпиготийские гипербазитовые массивы локализованы в восточной части страны. Они формируют два протяженных пояса. Один из них, так называемый Большой серпентинитовый пояс, прослеживается более чем на 1300 км от северо-восточного края штата Новый Южный Уэльс через территорию Квисленда до п-ова Кейп-Йорк. Составляющие пояс ультраосновные массивы представлены небольшими пластинно-

образными телами и линзами серпентинитов, приуроченными к разломам, которые секут сильно дислоцированные типично эвгеосинклинальные осадочно-вулканогенные толщи палеозоя. Последние вдоль разломов местами метаморфизованы. Среди метаморфических пород встречаются лавсонит-глаукофановые сланцы (Jorlin, 1968). В Новом Южном Уэльсе ультраосновные массивы размещаются среди верхнепалеозойских пород, а на территории Квисленда внедрены в нижне- и среднепалеозойские толщи (Вопросы геологии Австралии, 1965). Время формирования массивов Большого серпентинитового пояса определяется тем, что составляющие его массивы прорываются пермскими гранитами и перекрываются в ряде мест фаунистически охарактеризованными мезозойскими отложениями.

Второй гипербазитовый пояс известен в литературе под названием Коолакского (Golding, Bayliss, 1968). Он прослеживается в субмеридиональном направлении на территории штата Новый Южный Уэльс на 500 км, располагаясь примерно в 400 км к западу от Большого серпентинитового пояса. Гипербазитовые массивы Коолакского пояса сложены в основном серпентинизированными гарцбургитами, которым подчинены серпентинизированные дуниты и верлиты.

В тесной ассоциации с гипербазитами находятся прорывающие их массивы габбро. Гипербазиты трассируют зону разлома, прослеживаемую среди нижнепалеозойских (послеордовикских) осадочно-вулканогенных эвгеосинклинальных отложений.

В Нов. Зеландии альпийские гипербазиты сосредоточены главным образом на Южном о-ве, где массивы их образуют два сближенных, но, вероятно, различных по времени формирования пояса. Они прослеживаются в той части страны, территория которой охватывает герцинскую складчатую область, испытавшую влияние мезозойского и кайнозойского орогенеза и являющуюся частью внешнего палеозойского обрамления Австралийской платформы.

Более древний из гипербазитовых поясов, вероятно кембрийский, располагается ближе к северо-западному побережью острова. Его фрагментом в северо-западной части острова является серия серпентинитовых линз, согласно залегающих среди осадочно-вулканогенных отложений фаунистически охарактеризованного среднего кембрия.

Южный фланг пояса обнажается в юго-западной части острова, где несколько относительно более крупных массивов дунитов и аподунитовых серпентинитов вмещаются метаморфическими образованиями докембрия. С гипербазитами пространственно ассоциируют интрузивы основного состава.

Значительно более четко вырпсовывается второй гипербазитовый пояс, расположенный к юго-востоку от первого. Он прослеживается в центральной части острова на всем его протяжении (около 800 км). Слагающие пояс гипербазитовые массивы в большей своей части локализованы в зоне крупной разрывной структуры — Альпийского разлома. Пояс слагается рядом крупных и серпей мелких тел. В составе их преобладают относительно слабо серпентинизированные дуниты и гарцбургиты. В массивах южной части пояса заметную роль играют лерцолиты и верлиты. На всем протяжении пояса гипербазитовые массивы залегают среди геосинклинальных осадочно-вулканогенных отложений верхнего карбона — нижней перми.

Эти отложения там, где они ассоциируют с гипербазитами, содержат лавсонит-глаукофановые сланцы (Landis, Coombs, 1967). По мнению названных исследователей, возраст метаморфизма раннемезозойский. Геологи, изучавшие ультраосновные массивы центральной части Нов. Зеландии (Вуд, Гриндли, Харингтон, 1963; Challis, 1965), датируют время становления пояса верхним палеозоем.

Гипербазитовые пояса мезозойских складчатых структур

Гипербазитовые пояса, формировавшиеся в раннемеловое время, помимо Анадырско-Корякской складчатой системы, известны в Советском Приморье, на Сахалине и в Японии. Они распространены также на противоположном восточном складчатом обрамлении Тихого океана — в Калифорнии и на Аляске (Бейли, Блейк, 1969; Нобл, Тейлор, 1963).

В Приморье нижнемеловые альпинотипные гипербазиты известны в Хунгаринском районе, в бассейне среднего течения одноименного правого притока Амура. Небольшое число сравнительно мелких ультраосновных массивов пространственно совмещено там с зоной дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания, секущей почти под прямым углом северо-восточную ориентировку досенонских структур осадочных пород мезозоя Сихотэ-Алинского антиклинория. Ультраосновные массивы размещаются среди осадочных отложений верхнего триаса, юры и низов мела (валанжин). Гипербазиты прорваны и в значительной мере ассимилированы габброидами и еще более молодыми гранитами (Дюкалинский массив). Слагающие ультраосновные массивы породы представлены аюгарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Реже встречаются частично серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и диалагиты. Изучавшие эти гипербазиты Э. П. Изох и др. (1967) рассматривают их как первую фазу сложной Хунгаринской интрузивной серии, наиболее поздние члены которой (граниты), по данным калий-аргонового метода, имеют возраст 120—130 млн. лет. Кроме того, известно, что галька дюкалинских гранитов присутствует в конгломератах баррем-альбских отложений района. С. С. Зимин (1968), ссылаясь на материалы Б. Н. Плиева, также считает, что формирование цепочки гипербазитов Хунгаринского района происходило в нижнем мелу. Однако, по его данным, гипербазиты не обнаруживают генетической связи с гранитоидами.

Гипербазитовые пояса о-вов Сахалин и Хоккайдо, вероятно, представляют единый пояс. Общность истории геологического развития этих островов обосновывается сейчас не только данными многочисленных геологических работ, но и результатами геофизических и океанографических исследований. Представляет интерес рассмотреть в этом плане и историю формирования гипербазитовых поясов.

На Сахалине, как известно, ультраосновные массивы распространены главным образом в юго-восточной части острова: в Сусунайском хр., на п-ове Анива и в Восточно-Сахалинских горах. Обнажаются они также на крайнем севере — на п-ове Шмидта. Результаты исследований последних лет подтвердили наличие на острове различных по времени формирования гипербазитовых поясов (Егоров, 1968, 1969; Егоров и др., 1967; Аверьянов и др., 1968; Нарыжный, 1963).

Цепочка мелких аюгарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов трассирует систему разрывных нарушений в центральной части Сусунайского антиклинория. Они вмещаются интенсивно дислоцированными и метаморфизованными, фаунистически охарактеризованными отложениями пермо-триаса. С гипербазитами пространственно ассоциируют глаукофановые и хлормеланитовые сланцы, а среди серпентинитовых линз обнаружены днафторированные эклогиты (Добрецов и др., 1968). Возраст метаморфизма, по данным калий-аргонового метода, 170—200 млн. лет (Егоров, 1969). Если учесть, что метаморфизму подвергались не только вмещающие гипербазиты породы пермо-триаса, но и заключенные в них ультраосновные массивы, то, очевидно, следует признать, что время формирования гипербазитов Сусунайского хр. не могло быть моложе раннего мезозоя. В это же время формировались массивы альпинотипных гипербазитов Восточно-Сахалинских гор. Небольшие линзообразные тела сер-

пентинитов там, как и в Сусунайском хр., локализованы среди типично эвгеосинклинальных метаморфизованных пермо-триасовых отложений. В этом районе вмещающие гипербазиты метаморфические образования перекрываются юрско-меловыми породами, что может еще раз свидетельствовать о раннемезозойском времени формирования альпийских гипербазитов Южного Сахалина. Таким образом, можно констатировать, что раннемезозойский гипербазитовый пояс Южного Сахалина состоит из двух пространственно разобщенных, кулисно заходящих друг за друга, меридионально ориентированных ветвей, пространственно сопряженных с зонами региональных разломов.

Южным продолжением прерванного акваторией Охотского моря раннемезозойского гипербазитового пояса Южного Сахалина следует считать Комуикатанский гипербазитовый пояс о-ва Хоккайдо (Япония), хотя мнения японских геологов относительно времени формирования гипербазитов этого района, как увидим ниже, расходятся.

Комуикатанский пояс прослеживается в меридиональном направлении через весь о-в Хоккайдо на протяжении почти 350 км. Цепь ультраосновных массивов располагается в опрокинутой к западу горст-антиклинальной структуре, ядро которой сложено юрскими и нижнемеловыми отложениями, объединенными в группу Сорати. В разрезе последней преобладают спилиты, диабазы и сопровождающие их пирокластические образования, включающие линзы известняков с юрской фауной. Вмещающие гипербазиты вулканогенные образования испытали метаморфизм, в результате которого часть их была превращена в лавсонит-глаукофановые сланцы. Ультраосновные породы и ассоциирующие с ними метаморфические образования надвинуты и перемещены к западу на складчатые толщии фаунистически охарактеризованных меловых отложений, седиментация которых происходила в интервале от сенона до маастрихта. Кулисно расположенные ультраосновные массивы Комуикатанского пояса, как отмечает Й. Курода (Kuroda, 1967), представлены серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. В ассоциации с гипербазитами встречаются рвущие их интрузивы основного состава, а также еще более молодые (послемеловые) дайки альбититов и трондьемитов.

Опираясь на факты присутствия серпентинитового материала в составе эоценовых пород, а также глыб серпентинитов в раннемiocеновых отложениях, авторы монографии «Геологическое развитие Японских островов» (1968) считают, что гипербазитовые массивы Комуикатана формировались в послемеловой период, но до эоцена. Эта группа геологов полагает, что проявление глаукофанового метаморфизма предшествовало внедрению гипербазитов и что ко времени формирования последних вмещающие их верхнеюрские породы были собраны в складки. Иного мнения придерживаются авторы обзорной статьи «Ultrabasic rocks in Japan» (1967). Они, исходя из геологической позиции гипербазитов, считают, что более обоснованно датировать время становления гипербазитов на о-ве Хоккайдо интервалом поздняя юра — поздний мел. В дальнейшем один из авторов этой статьи, Й. Курода (Добрецов, Курода, 1969), высказался в пользу раннемезозойского времени формирования гипербазитов. Он подвергает сомнению юрско-меловой возраст пород группы Сорати и обращает внимание на то, что в Комуикатанском поясе различаются две стадии глаукофанового метаморфизма — раннемезозойская и раннемеловая. По его представлениям, гипербазиты внедрились до проявления глаукофанового метаморфизма первой стадии и поэтому не могли появиться позже раннего мезозоя. Эта точка зрения на время формирования гипербазитов о-ва Хоккайдо хорошо согласуется с временем формирования гипербазитов Южного Сахалина, продолжением которых они являются.

Восточнее Комуикатанского пояса параллельно ему расположена метаморфическая зона Хидака. Среди гнейсов, мигматитов и других ме-

таморфических пород последней широко распространены основные интрузии, в ассоциации с которыми обнаруживаются и ультраосновные породы (душиты, лерцолиты, плагиоклазовые перидотиты). Гипербазиты слагают и самостоятельные тела. Не исключено, что при дальнейших исследованиях в Хидакской зоне, как и в Восточно-Сахалинских горах, помимо ультраосновных дифференциатов основных интрузий, будет доказано наличие более древних (раннемезозойских) альпийских гипербазитов.

Гипербазитовые пояса структур поздней консолидации незавершенной кайнозойской складчатости

Эти наиболее молодые по времени формирования гипербазитовые пояса пространственно обособлены от более древних и расположены в областях поздней консолидации незавершенной кайнозойской складчатости Тихоокеанского кольца. Протяженные цепи их прослеживаются по всему западному складчатому обрамлению Тихого океана, обнажаясь на Камчатке, Сахалине, в Японии, на Филиппинских и Индонезийских о-вах, в Нов. Гвинее, на Соломоновых и Ново-Гейбридских о-вах, в Нов. Зеландии.

Гипербазитовые массивы юго-восточной части Корьякского нагорья и восточного побережья Камчатки (Аникеева, 1965; Луцкина, 1968) образуют единый Олюторско-Камчатский пояс протяженностью около 1300 км. Наибольшее распространение среди гипербазитов имеют двупироксеновые перидотиты, в которых ортопироксен явно преобладает над клинопироксеном. Встречаются душиты, верлиты и пироксениты. Две последние разновидности обычно появляются в экзоконтактных зонах прорывающих гипербазиты интрузий габбро. Для олюторского отрезка пояса возраст вмещающих осадочно-вулканогенных отложений датируется саптоном — кампаном (Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского..., 1966). Верхняя же граница времени формирования массивов определяется наличием гальки гипербазитов в конгломератах миоцена. В камчатской части пояса ультраосновные массивы залегают среди мощных (до 15 км) эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений, слагающих Восточно-Камчатский антиклинорий и антиклинорий Восточных полуостровов, которые, по представлениям Л. И. Красного, располагаются в пределах геоантиклинальной зоны современной геосинклинальной области. В различных местах и на различных стратиграфических уровнях среди вмещающих гипербазиты пород были найдены остатки разнообразной флоры и фауны, свидетельствующие о том, что седиментация содержащих их пород происходила в позднемеловое время. На п-ове Озерном гипербазиты размещены среди миоценовых отложений (Гладенков и др., 1967). Верхняя граница времени формирования восточнокамчатского отрезка гипербазитового пояса определяется по наличию гальки серпентинизированных дуцитов и гарцбургитов в базальных конгломератах палеоцена, обнажающихся на п-ове Кроноцком (Долматов, Садрев, 1966).

На Сахалине молодые гипербазитовые массивы обнажаются на крайней северной части острова — п-ове Шмидта. Там, по данным В. М. Державиз (1915) и С. Н. Алексейчика и др. (1963), по обе стороны горного массива прослеживаются две короткие цепочки ультраосновных тел, сложенных в основном апогарцбургитовыми серпентинитами и серпентинизированными лерцолитами. Встречаются душиты и метасоматические диаллагиты. Ультраосновные породы интродуцируются жилообразными телами габбро и габбро-поритов. Массивы гипербазитов трассируют региональ-

ную разрывную структуру, четко фиксируемую линейными магнитными аномалиями (2000 гамм и более). Этот разлом южнее восточного побережья п-ова Шмидта скрывается в водах Охотского моря и, по данным геофизических исследований, продолжается близ восточного побережья Сахалина.

Ультраосновные массивы п-ова Шмидта залегают среди существенно туфогенно-осадочных отложений, охарактеризованных сеноман-туронской фауной. В разрезе последних встречаются зеленокаменноизмененные основные эффузивы (спилиты, оливиновые диабазы). В западном экзоконтакте наиболее крупного гипербазитового массива еще В. М. Дервиз (1915) были обнаружены глаукофаносодержащие сланцы. Верхний предел времени формирования гипербазитов Северного Сахалина остается невыясненным, поэтому мы условно считаем, что они сформировались в конце верхнего мела — начале палеогена.

В Японии самый молодой гипербазитовый пояс располагается в прибрежных восточных районах о-ва Хонсю. Фрагменты его закартированы на п-ове Босо, в районах Акаси, южной части Канто и южной части Фосса-Магна. В геологическом отношении эта территория о-ва Хонсю составляет восточную часть южной половины пояса Симанто (Геологическое развитие Японских островов, 1968), где в палеогене наряду с седиментацией флишодных осадков происходило накопление мощной толщи основных эффузивов, горизонтов кремнистых сланцев и известняков. С этой типичной эвгеосинклинальной толщей ассоциируют мелкие тела серпентинизированных перидотитов и серпентинитов. Они, как и в других гипербазитовых поясах, интродуцируются габбро. Возраст вмещающих гипербазиты осадочно-вулканогенных отложений по содержащейся в них фауне моллюсков определяется как раннеолигоценый. Время формирования Восточно-Японского пояса, вероятно, можно датировать первой половиной палеогена. Не исключено, что южным продолжением пояса окажутся массивы серпентинизированных перидотитов, закартированные на о-ве Ототосима, находящемся в группе Бонинских о-вов (Драновский, 1967).

Далее к югу молодые по времени формирования гипербазитовые пояса прослеживаются в районе Филиппинского архипелага. Многочисленные массивы ультраосновных пород густо насыщают обнаженное в тектонических блоках складчатое основание современной геосинклинали. В пространственном размещении массивов здесь, как и везде, трассирующих региональные разломы, четко проявляется определенная закономерность, подчеркивающая своеобразный рисунок плана тектонических структур Филиппин. Эта особенность заключается в сочленении более древних структур северо-восточной ориентировки с субмеридиональной ориентировкой тектонических движений современной геосинклинали восточных областей архипелага (Архипов, 1964). Зоной сочленения названных тектонических структур является главный филиппинский линеймент, прослеживающийся вдоль всего архипелага. Эта разрывная структура трассируется ультраосновными массивами, составляющими Восточный гипербазитовый пояс Филиппин, протягивающийся с северо-запада (хр. Замбалес на о-ве Лусон) на юго-восток через о-ва Мариндуке, Буринас, Тикао, Лейте и Панаон. Южный фланг пояса представлен гипербазитовыми массивами, обнажающимися в средней части Центральной кордильеры о-ва Минданао и в южной части последнего на п-ове Давало. Длина пояса превышает 1300 км. Гипербазитовые массивы размещаются среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ, которые в центральной части Южного Лусона и на о-ве Мариндуке резко несогласно перекрываются отложениями нижнего миоцена — верхнего олигоцена, а на о-ве Минданао — известняками эоцена. Эти наблюдения позволяют считать, что пояс сформировался в домиоценовое время.

Существенно пная, северо-восточная, ориентировка гипербазитовых поясов западной области Филиппин определяется направлением тектонических структур в этой части архипелага. Гипербазитовые массивы здесь обнажаются на островах, окаймляющих море Сулу. Северо-Западный пояс складывается из ультраосновных массивов, расположенных в южной части о-ва Миндоро, в средней и южной частях о-ва Палаван и на о-ве Балобак. Длина пояса около 700 км. Параллельный и равновеликий ему Юго-Восточный пояс прослеживается из северо-западных районов о-ва Минданао (п-ов Замбоанго) на юго-запад на острова архипелага Сулу. Вероятным северо-восточным окончанием пояса следует считать отмеченный в работе Е. Ирвинга (Irving, 1952) крупный ультраосновной массив, обнажающийся на о-ве Бохоль. Фрагменты третьего пояса представлены цепочкой гипербазитовых массивов северо-западного простирания, расположенной в южной части о-ва Панай.

Ультраосновные массивы всех трех поясов в западной области Филиппин вмещаются метаморфизованными кремнисто-вулканогенными эвгеосинклинальными отложениями, возраст которых датируется верхним мелом — палеогеном. На о-ве Бохоль эти толщи несогласно перекрываются нижнемеловыми известняками. Таким образом, по времени формирования ультраосновных массивов гипербазитовые пояса восточной и западной областей Филиппин близки между собой. Вероятно, внедрение гипербазитов в ранее консолидированной западной области Филиппин произошло в результате подновления разломов, вызванного активизацией тектонической деятельности современной геосинклинали в начале кайнозойского периода. Как и в других районах проявления молодых гипербазитовых поясов в складчатом обрамлении Тихого океана, типоморфной породой альпийских гипербазитов Филиппин являются перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты. И здесь они пространственно тесно ассоциируют с более молодыми габброидными интрузиями.

Южным продолжением Восточно-Филиппинского пояса, вероятно, является цепь ультраосновных массивов, обнажающихся в восточной части Индонезийского архипелага, на о-вах Моротай, Хальмахера, Бачан и Обо. Эту цепь с Восточно-Филиппинским поясом объединяют ее пространственная ориентировка, возраст и состав вмещающей массивы рамы. Массивы сложены в основном серпентинизированными перидотитами и серпентинитами. Все они размещаются среди осадочно-вулканогенных отложений верхнего мела. На южном фланге пояса, на о-ве Церам, обломки серпентинитов были обнаружены в нижнеогеновых известняках. Этими наблюдениями обосновывается верхняя граница времени формирования гипербазитового пояса, прослеживаемого в восточных районах Индонезии.

К западу от охарактеризованного выше пояса, на о-ве Сулавеси, между заливами Томини на севере и Бони на юге, трассируется еще один хорошо выраженный гипербазитовый пояс Индонезии протяженностью 500 км. Расположение составляющих его ультраосновных массивов контролируется крупным разломом, отделяющим западную, более молодую, часть острова от центральной и восточной, в которых значительно шире распространены древние (палеозойские) структуры. В этом поясе, в районе г. Вербк, обнажен один из крупнейших в складчатом обрамлении Тихого океана ультраосновной массив площадью 8000 кв. км (Беммелен, 1957). Размещаясь среди терригенных меловых пород, он имеет отчетливо выраженные тектонические контакты. Слагающие его породы представлены серпентинитами и серпентинизированными перидотитами. Эти же породы являются типоморфными и для более мелких ультраосновных тел, составляющих гипербазитовый пояс на о-ве Сулавеси.

Еще две цепи гипербазитовых массивов, но меньшей протяженности, известны в восточной половине о-ва Борнео. Одна из них расположена

в северной части острова, в районе Канпалу. Ультраосновные массивы здесь вмещаются кремнисто-вулканогенной толщей, возраст которой датируется от верхнего мела до эоцена. Не исключено, что эта цепочка структурно сопряжена с Северо-Западным гипербазитовым поясом Филиппинского архипелага и является его юго-западным флангом. Вторая цепь ультраосновных массивов прослеживается в хр. Мератус, на юго-востоке о-ва Борнео. В этом поясе массивы размещены среди осадочно-вулканогенных отложений верхнего мела. В пространственной ассоциации с гипербазитами, представленными перидотитами и дунитами, находятся более молодые интрузирующие их тела габброидов. К этой же группе гипербазитов относятся массивы, обнажающиеся на соседнем о-ве Лаут. В хр. Мератус В. Коолховеном были описаны алмазоносные кимберлитовые брекчи (Koolhoven, 1935).

На территории Индонезии известна еще одна весьма протяженная, но прерывистая цепь гипербазитовых массивов, отдельные звенья которой обнажаются в центральных и западных районах о-ва Ява и в северо-западной части о-ва Суматра. Этот пояс структурно тесно связан с цепями гипербазитовых массивов Андоманских и Никобарских о-вов, и его, вероятно, правильнее рассматривать как крайнюю восточную ветвь системы гипербазитовых поясов Среднеземноморско-Гималайской зоны.

В расположении молодых гипербазитовых поясов Нов. Гвинеи, Соломоновых, Ново-Гебридских о-вов, Нов. Каледонии и Нов. Зеландии ощущается влияние Австралийской платформы и обрамляющих ее древних складчатых сооружений. Пояса этих районов как бы оконтуривают древний материк с севера и востока. В Нов. Гвинее ультраосновные массивы известны в горах Циклон и Северном хр. Однако в литературе они почти не освещены. Гораздо полнее изучен Папуасский пояс, прослеживаемый в северо-западном направлении на 400 км вдоль хр. Оуэн Степpli на востоке Нов. Гвинеи. Ультраосновные массивы, сложенные гарцбургитами и дунитами, как и рвущие их интрузивы габбро и норитов, залегают среди фаунистически охарактеризованных осадочно-вулканогенных отложений верхнего мела. Изучавший этот пояс Х. Дэвис (Davies, 1967) считает, что формирование его происходило в палеоцене. Этот вывод он аргументирует тем, что прорывающие гипербазиты и габброиды тела кварцевых диоритов имеют возраст 55 млн. лет.

На Соломоновых о-вах прерывистая цепь альпидных гипербазитовых массивов, по данным Б. Хакмана (Hakman, 1965), прослеживается более чем на 700 км в северо-западном направлении. Массивы ультраосновных пород, сложенные гарцбургитами и серпентинитами, обнажаются на о-вах Гаудалканал, Шуазель, Св. Изабеллы и др. Местами с ними ассоциируют более молодые интрузии габбро. Гипербазиты и рвущие их тела габброидов почти повсеместно вмещаются вулканогенными отложениями палеогена. По мнению названного исследователя, гипербазитовый пояс на Соломоновых о-вах сформировался в олигоцене. Вероятным юго-восточным продолжением этого пояса являются гипербазитовые массивы, обнажающиеся на Ново-Гебридских о-вах (Хесс, 1939).

В Нов. Каледонии гипербазитовые массивы образуют линейную зону, простирающуюся в северо-западном направлении на 460 км. В этом интервале закартирован ряд крупных пластинчатых массивов, сложенных гарцбургитами и серпентинитами, площадь выходов которых составляет третью часть территории острова. Ультраосновные массивы залегают в дислоцированных геосинклинальных толщах верхнего палеозоя и мезозоя, слагающих ядро антиклинальной структуры острова, проникают в более молодые, меловые и палеогеновые, отложения, расположенные на крыльях антиклинория. Неогеновые отложения ложатся

на гипербазиты и вмещающие их породы с денудационным перерывом и песогласнем. Местами среди вмещающих массивы отложений обнаруживаются глаукофановые сланцы (Jorlin, 1937), образование которых, по данным калий-аргонового метода, происходило 70—80 млн. лет тому назад. Гипербазитовый пояс Нов. Каледонии, по данным французских геологов, сформировался в палеогене.

В Нов. Зеландии молодые по времени формирования гипербазиты известны лишь в крайней северо-западной части Северного о-ва (мыс Северный), в области современной геосинклинали, занимающей узкую полосу вдоль юго-восточного побережья страны. Там среди верхнемеловых и третичных отложений известны выходы небольших ультраосновных массивов, сложенных дунитами, перцоллитами и верлитами. С ними тесно ассоциируют интрузии норитов и габбро, взаимоотношения которых с гипербазитами неясны (Вуд и др., 1963).

Из изложенного матерпала вытекают следующие важные положения.

1. Время формирования гипербазитовых поясов в разновозрастных складчатых структурах оказывается различным и обычно определяется временем начальных стадий развития соответствующих геосинклинальных систем. Случаи более позднего перемещения гипербазитовых массивов, связанного с тектонической активизацией складчатой области под влиянием развития более молодых геосинклинальных систем, хотя и имеют место (отдельные районы Приморья, Японии и Филиппин), но в общем не типичны для западного складчатого обрамления Тихого океана. Таким образом, для этого района по времени формирования можно выделить палеозойские, нижнемеловые и верхнемеловые — палеогеновые альпийские гипербазитовые пояса.

2. Разновозрастные по времени формирования гипербазитовые пояса закономерно омолаживаются в восточном направлении, что, очевидно, связано с последовательным разрастанием в этом направлении континентальных масс, обрамляющих с запада Тихий океан. Можно заметить также тенденцию скольжения времени формирования гипербазитовых поясов и в меридиональном направлении, хотя она проявляется не всегда и менее четко. Так, можно говорить о некотором омоложении времени формирования наиболее молодых (верхнемеловых — палеогеновых) поясов с севера на юг (Олюторско-Камчатский, Восточно-Японский пояса) и с юга на север (пояса Нов. Каледонии и Меланезийских о-вов). Эти данные могут свидетельствовать о направлении развития альпийской геосинклинали Тихого океана.

3. Закономерная приуроченность гипербазитовых поясов и пространственно ассоциирующих с ними габброидных интрузий к наиболее мобильным, крупнейшим разрывным структурам в земной коре определяет тесную связь процессов магматизма и тектоники. Пространственное расположение поясов очень четко подчеркивает рисунок тектонического плана, выявляя области сочленения различно ориентированных структур (район Филиппинского и Индонезийского архипелагов), вращацию разрывных структур (Анадырско-Корякская складчатая система) и пр. Ведущая роль давления в процессе формирования альпийских гипербазитовых поясов определяется пространственным совмещением их с зонами метаморфизма высоких давлений (Северо-Восток СССР, Камчатка, Сахалин, Япония, Нов. Каледония, Нов. Зеландия, Австралия).

4. Изученные нами альпийские гипербазитовые пояса Анадырско-Корякской складчатой системы являются крайним северным звеном общей цепи мезозойских по времени формирования гипербазитовых поясов, прослеживаемых в восточной и южной частях Сахалина и Хоккайдо.

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Вопрос о происхождении альпинотипных гипербазитов является одним из кардинальных и наиболее сложных в современной геологии. Решение его имеет большое значение для расшифровки ряда задач прикладного и теоретического плана. Поясним это положение некоторыми примерами.

Так, признание существования в недрах мантии ультраосновной магмы означает, с одной стороны, определенный подход к генезису связанных с гипербазитами рудных полезных ископаемых, а с другой — решение множества теоретических вопросов, таких как состав и состояние вещества верхней мантии, механизм образования магматических очагов и интрузий альпинотипных гипербазитов, связь гипербазитов с габброидами, развитие и направленность раннегеосинклинального магматизма и, наконец, проблема базификации континентальной коры и образования океанов и другие. Соответственно отрицание существования магмы ультраосновного состава приводит к совершенно иной трактовке перечисленных вопросов и, естественно, к иному решению проблемы гипербазитов в целом.

Существует целый ряд гипотез происхождения ультрабазитов. Однако любая из них сталкивается с трудностями и противоречиями при анализе конкретных геологических объектов. Поэтому, несмотря на достаточно детальную изученность гипербазитов, их генезис до сих пор остается дискуссионным.

К разбору концепций происхождения альпинотипных гипербазитов обращались неоднократно как в Советском Союзе, так и за рубежом (Боуэн, Таттл, 1950; Заварицкий, 1961; Кузнецов, 1955, 1964; Гернер, Ферхуген, 1961; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955; Пинус, 1958, 1966; Соболев, 1952, 1962, 1963, 1964; Москалева, 1960, 1962, 1964, 1963; Ефимов, 1968; Добрецов, 1964; Хесс, 1957; Hess, 1938, 1962, 1966; Тейлор, Нобл, 1963; Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968; Бойд, Мак-Грегор, 1968; Roever de, 1957; Thayer, 1960, 1967; Ringwood, 1962; Green, 1967; Wyllie, 1967, 1969, 1970; Rost, 1959; Avias, 1949, 1955; Challis, 1965; Dietz, 1963, и др.).

Исследователями альпинотипных гипербазитов обсуждаются следующие гипотезы их образования.

1. Магматическая, рассматривающая происхождение гипербазитов за счет либо кристаллизации ультраосновного, перидотитового расплава, либо дифференциации базальтоидной магмы.

2. Группа метасоматических гипотез, согласно которым все разнообразие пород альпинотипных гипербазитов объясняется или метасоматической переработкой вещества верхней мантии, представленной либо дунитами, либо пироксенитами, или метасоматозом основных эффузивов.

3. Гипотеза кристаллической «каши», рассматривающая внедрение ультраосновного вещества в виде агрегата, состоящего из кристаллов оливина и межзерновой жидкости.

4. Гипотеза холодного внедрения ультрабазитов в земную кору в виде твердых блоков вещества верхней мантии.

За исключением гипотезы образования альпинотипных гипербазитов за счет дифференциации базальтовой магмы, выдвинутой еще в начале XX века Н. Боуэном, а ныне поддерживаемой лишь отдельными исследователями (Challis, 1965; Miyashiro, 1967; Соболев, 1964), а также гипотезы метасоматического происхождения ультрабазитов (Avias, 1949, 1955; Успенский, 1952; Москалева, 1960, 1962, 1964, 1968), которые имеют очень небольшой круг последователей, остальные концепции распространены довольно широко.

Наиболее популярной вплоть до последних лет была гипотеза образования гипербазитов в результате кристаллизации в условиях коры самостоятельной ультраосновной магмы перидотитового состава (Заварицкий, 1961; Кузнецов, 1955; Соболев, 1952, 1962, 1963; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Шейнманн, 1964; Тейлор, Нобл, 1963; Хесс, 1957, и др.) или же в результате внедрения в земную кору кашеобразного агрегата (Боуэн, Таттл, 1950; Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964; Добрецов, 1964; Пинус, Колесник, 1966; Ефимов, 1968, и др.). В последнее десятилетие многими поддерживается гипотеза, рассматривающая альпийские гипербазиты как тугоплавкий остаток вещества верхней мантии, образовавшийся в результате дифференциации и дегазации субстрата мантии и внедрившийся в земную кору либо в твердом пластическом, либо частично расплавленном состоянии. Выдвинутая Хессом (Hess, 1962) и Р. Дитцем (Dietz, 1963), которые альпийские гипербазиты срединных океанических хребтов считают выступами верхней мантии, эта гипотеза в различных вариантах поддерживается многими советскими (Виноградов, 1962; Шейнманн, 1968; Удинцев, Чернышева, 1966; Книппер, 1968; Морковкина, 1968; Пейве, 1969, и др.) и зарубежными учеными (Рингвуд и др., 1968; Бойд и др., 1968; Hess, 1966; Roeser de, 1957; Ringwood, 1962; Thayer, 1967; Green, 1967; Rost, 1959; Wyllie, 1967, 1969, 1970; Cann, 1969, и др.). Эти исследователи рассматривают гипербазиты как отторженцы верхней мантии, внедренные на различные стратиграфические уровни коры под воздействием тектонических сил. В свете этой гипотезы и отдельные крупные гипербазитовые пояса в геосинклинальных структурах некоторыми исследователями интерпретируются как обнаженные части подкорового слоя (Москалева, 1962, 1964). Заметим, что в 1970 г. в г. Флагстаффе (США) на международном симпозиуме по механическим свойствам и процессам в мантии эта гипотеза была отражена во многих докладах по петрологии ультрабазитов ученых из США, Англии, Австралии, Канады, Японии и других стран и получила единодушное признание.

Несмотря на различный подход к генезису гипербазитов, сторонников перечисленных гипотез, кроме С. Авгаса (1949, 1955), объединяет один тезис — альпийские гипербазиты являются продуктами подкорового слоя Земли, образующимися в условиях верхней мантии. Это положение на современном уровне наших знаний совершенно очевидно и доказывается как геофизическими и экспериментальными данными, так и наличием альпийских гипербазитов в рифтовых зонах океанических хребтов, в обстановке, где отсутствует кора континентального типа. Остальные же аспекты генезиса гипербазитов рассматриваются исследователями по-разному. Основными среди них являются следующие: 1) природа ультраосновной магмы, возможность ее образования и существования в верхней мантии и земной коре; 2) время формирования гипербазитов в геосинклинальном цикле и механизм их внедрения; 3) характер и природа серпентинизации; 4) вопросы контактов; 5) взаимоотношения гипербазитов и пространственно связанных с ними интрузий габбро. Наиболее сложен и важен вопрос об образовании и существовании самостоятельной ультраосновной магмы, так как с решением его связано понимание и трактовка всех остальных сторон проблемы. Рассмотрим его подробнее.

Однозначное решение этого вопроса в настоящий момент не может быть дано, так как оно связано с очень сложными вопросами, такими как строение и состав верхней мантии, механизм магмообразования и подъема мантийных вышлавков в более высокие горизонты, наличие в верхней мантии зон повышенной проницаемости или тектонических разрывов и т. д.

Вопрос об образовании и существовании ультраосновной магмы в условиях мантии земной коры связан в первую очередь с проблемой магмообразования в целом и, в частности, с образованием магматических очагов основного состава. Многочисленные исследования в этой области (Бело-

Температуры кристаллизации ультраосновных расплавов
(по Базилевскому, Уханову, 1967)

Состав расплава	T°, Уханову, С				
	P=1 атм	P=10 кбар	P _{H₂O} =2 кбар	P _{H₂O} =5 кбар	P _{H₂O} =10 кбар
Н а ч а л о к р и с т а л л и з а ц и и					
Дунитовый	1650±50	1750±50	1550±50	1550±50	1450±50
Перидотитовый (гарцбургитовый)	1500±100	1600±100	1440±100	1350±100	1300±100
Пироксенитовый (диаллагитовый)	1325±25	1425±25	1225±25	1175±25	1125±25
К о н е ц к р и с т а л л и з а ц и и					
Дунитовый	1650±50	1750±50	1550±50	1500±50	1450±50
Перидотитовый (гарцбургитовый)	1300±50	1400±50	1200±50	1200±50	1100±50
Пироксенитовый (диаллагитовый)	1225±25	1325±25	1125±25	1125±25	1025±25

усов, 1966, 1968; Магницкий, 1965; Шейнманн, 1964, 1968, 1970; Хитаров, 1958; Хитаров и др., 1968; Виноградов, 1959, 1961, 1962; Ярошевский, 1964; Виноградов, Ярошевский, Ильин, 1970; Кадик, Ступанов, 1970; Кудрявцев и др., 1967; Велинский, 1969; Велинский и др., 1969; Велинский, 1970, и др.), основанные на экспериментальных, геофизических и расчетных данных, показали, что магмы основного состава могут образовываться в мантии на глубинах от 50 до 150 км и имеют температуру расплава 1000—1300° С. Температура же полного плавления ультраосновных пород гораздо выше, на что убедительно указывают эксперименты по плавлению природных дунитов и перидотитов с типичным для них составом оливина (Fo 89—92), (Базилевский, Уханов, 1967), Базилевский, 1968; Геншафт и др., 1970) (табл. 101).

Эти данные в области сухой системы удовлетворительно согласуются с экспериментами по плавлению форстерита, ромбического и моноклинного пироксенов при давлении до 30—50 кбар (Boyd, England, 1963_{1,2}; Davis, England, 1964) (рис. 43). Отметим важное для последующих рассуждений: все кривые имеют довольно пологий положительный наклон, уменьшающийся с увеличением давления; для диоксида в области до 5 кбар наклон составляет 13°/кбар, а в области 40—50 кбар — 6°/кбар.

Наконец, температуру плавления ультраосновных пород можно определить по температуре плавления двухкомпонентных систем форстерит—протоэнстатит, равной $1557 \pm 2^\circ\text{C}$, и форстерит—диоксид, равной 1387°C (Добрецов и др., 1970). Если исходить из этих данных, то температура плавления ультраосновных пород лежит в пределах 1300—1800° С, а температура образования расплава перидотитового состава при давлении 10 кбар должна быть не менее 1500° С.

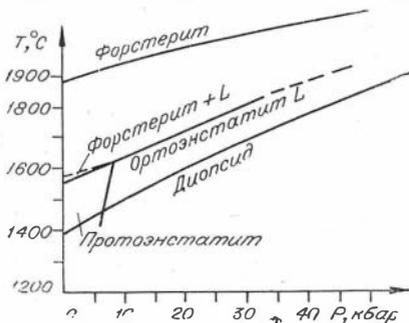


Рис. 43. P-T-кривые важнейших минералов гипербазитов (Boyd, England, 1963_{1,2}; Davis, England, 1964).

Температуры плавления пород и возможные колебания общего давления на разных глубинах (по Аффену, Жессону, 1963)

Глубина, км	T, °C	P, кбар	T, °C	
			базальт	дунит
0	0	0±2,7	1000±27	1890±13
5	200	1,3±10,7	1013±107	1896±54
10	350	2,7±12,2	1027±122	1903±61
20	550	5,5±13,5	1055±135	1917±67
30	700	8,4±14,1	1084±141	1932±70
40	850	11,5±13,5	1115±135	1947±67
50	980	15,0±13,2	1150±132	1965±66
60	1100	18,0±12,7	1180±128	1980±64
80	1300	25,0±10,9	1250±109	2015±54
100	1500	31,0±8,4	1310±84	2045±42
200	1900	65,0±0	1650±0	2215±0
400	2400	141—0	2410—0	2595—0

Примечание. P — литостатическое давление и возможные максимальные отклонения от него при сжатии и растяжении.

Оценка возможных температур в зависимости от давления в условиях верхней мантии показывает, что на глубине 100 км (давление приблизительно 32 кбар) температура достигает максимума — 1400° C (Магницкий, 1965). В интервале же глубин 100—200 км, по данным Г. Макдональда (MacDonald, 1964), разница в температурах составляет всего лишь 100° C и равна на глубине 200 км приблизительно 1500° C. Но одновременно резко возрастает давление, которое на этой глубине составит примерно 60 кбар. При таком давлении температура плавления для наиболее легкоплавкого компонента гипербазитов (диопсида) должна быть не менее 1900° C, а для форстерита — более 2000° C (см. рис. 43). Полученные цифры хорошо согласуются с расчетными данными Р. Аффена и А. Жессона (Uffen, Jessor, 1963) для температур плавления дунита на различных глубинах (табл. 102).

Из приведенных данных и табл. 102 становится очевидным, что «сухой» ультраосновной расплав в чистом виде возникнуть вплоть до глубин 300—400 км в условиях верхней мантии только за счет изменения геотермического градиента не может. Это позволяет согласиться с В. В. Белоусовым (1968, стр. 187), который указывает, что «полное плавление ультраосновного материала мантии может быть достигнуто только лишь при условии, если радиоактивные элементы распределены на глубину более 200 км и если вынос тепла из мантии будет происходить за счет теплопроводности, а не путем конвекции». Однако все больше накапливается фактов, указывающих на то, что радиоактивные элементы сосредоточены в основном в земной коре (Деменицкая, 1967), а в выносе тепла из мантии наряду с теплопроводностью значительную роль играют конвективные газовые потоки (Велинский и др., 1969; Велинский, 1970; Шейпманн, 1969, 1970). Сторонники же конвективных движений в мантии (например, Menard, 1960_{1,2}; Менард, 1966, и др.) процессам конвективного теплопереноса отводят решающую роль.

Следовательно, для образования ультраосновного расплава в мантии необходимы либо дополнительные источники тепла, либо специфические термодинамические условия, и в частности снятие давления за счет растяжения. Но данные табл. 102 свидетельствуют о том, что этот эффект не

может привести к расплавлению ультраосновного материала, не говоря уже о том, что сжатие давления на больших глубинах мантии трудно допустить в силу пластического состояния материала тектоносферы на этих уровнях (Белоусов, 1966, 1968; Магницкий, 1965, и др.). В то же время полное плавление ультраосновного вещества мантии, по-видимому, может быть достигнуто лишь в случае появления «внешних» теплотоков по предложенному и рассчитанному нами (Велинский и др., 1969; Велинский, 1970) механизму образования основных магм в условиях коры и верхней мантии. В качестве таких возможных теплоносителей мы принимаем газовые «струи», возникающие при дегазации вещества мантии и поднимающиеся, по закону Стокса, из глубин в область более низких давлений. Как вытекает из табл. 102, плавление наиболее вероятно на уровне 300—400 км и практически невозможно на более высоких горизонтах в силу большой разницы адиабатической температуры и температуры плавления ультраосновного вещества.

Появление расплава создает на уровне образования магмы гравитационно неустойчивую систему, развитие которой приведет к ее «всплыванию» (астенолит, по Белоусову, 1966). Однако в силу очень небольшого температурного интервала кристаллизации такой магмы (см. табл. 102) она уже при подъеме на несколько десятков километров (во всяком случае, не более 200 км) закристаллизуется. Исследования верхней мантии океанов показывают, что на глубине 50—400 км в ней существует так называемый волновод, где вещество мантии находится в пластическом состоянии с вычисленной плотностью 2,85 г/см³ (Белоусов, 1966, стр. 45). При плотности неизмененных гипербазитов 3,23—3,27 г/см³ закристаллизованный ультраосновной агрегат окажется тяжелее вещества волновода и в этих условиях неизбежно должен тонуть и снова опускаться в нижние горизонты волновода. Таким образом, если даже ультраосновная магма и может образоваться в глубинных частях верхней мантии, то она не в состоянии будет выйти за пределы волновода.

Любопытно, что определяемая изложенным выше образом глубина образования ультраосновной магмы совпадает с нижней границей волновода в океанах. Это в совокупности с данными о глубине образования очагов основного состава в пределах 50—150 км позволило нам (Велинский, 1970) высказать предположение о том, что волноводы приурочены к границам неоднородности, где вещество тектоносферы обладает различными теплофизическими свойствами и где происходит выплавление легкоплавкой фракции, идущее под воздействием конвективных (в сочетании с индуктивными) теплотоков. Этот вывод полностью согласуется с мнением В. В. Белоусова (1966) о состоянии субстрата волновода.

Температура плавления гипербазитов даже при атмосферном давлении составляет 1500—1700°C (см. табл. 101) и значительно возрастает с давлением. Сторонники магматического происхождения гипербазитов эту трудность пытаются обойти, указывая на влияние летучих, в том числе воды, снижающее температуру расплавления. Действительно, в экспериментальных работах и с искусственными смесями, и с природными объектами всегда в системы вводится уже готовая, реально существующая вода. В реальных же условиях образования магматических расплавов основного и ультраосновного состава на тех уровнях мантии, где образуются эти расплавы, имеет место резко восстановительная среда (Виноградов, 1964; Соколов, 1966, и др.). Восстановительный характер обстановки на этих глубинах обосновывается общими теоретическими предположениями (Виноградов, 1964) и подтверждается отсутствием в составе мантийных гипербазитов водосодержащих породообразующих минералов, высоким значением в них отношений S³²/S³⁴ (Виноградов, 1959) и O¹⁶/O¹⁸ (Пинус, Донцова, 1971), находками в основных и ультраосновных породах троилита (Бетехтин, 1954; Золотухина и др., 1966; Леснов и др.,

1967), муассанита в перидотитовых ксенолитах кимберлитов трубки «Мир» (Бобревич и др., 1957) и, наконец, налпчнем алмазопосных кимберлитов (Соболев, 1960).

Кроме того, на указанных уровнях магнообразования температура в тектоносфере достигает 1300°C и более, т. е. там существуют такие условия, при которых жидкая фаза воды образоваться не может, так как уже при 650°C при любом давлении вода находится либо в молекулярной, либо в полностью диссоциированной форме (Блох, 1969). Очень интересны исследования А. А. Кадика (1965), которые показали, что даже в водно-гранитном расплаве при температуре 1200°C вода полностью диссоциирована.

Исходя из того, что по А. П. Виноградову (1964) в мантии газовая составляющая растворена в силикатах и представлена главным образом водородом, инертными и другими газами, можно с уверенностью говорить о том, что на уровнях магнообразования в мантии воды нет. Это вытекает и из второго тезиса А. П. Виноградова (1964) о появлении паровой фазы вблизи границы коры и мантии. Мы думаем, что эта фаза появляется в областях коры на континентах и верхних частях верхней мантии для океанов на глубинах, где температурный градиент становится ниже критической точки существования воды, т. е. ниже 650°C (на глубине 20—25 км).

Показательно, что в свежих неизмененных базальтопдах, в том числе излившихся, и в океанической обстановке содержание воды очень незначительно — 0÷0,69 вес. % (Йодер, Тпллп, 1965), в среднем $0,38 \pm 0,24$ вес. %. В ультраосновных же магмах, как показали эксперименты Н. И. Хитарова и др. (1968), при одинаковых *PT*-условиях растворимость воды приблизительно в 2 раза меньше, чем в основных расплавах.

Безусловно, как в мантии, так и в расплавах, образующихся на глубоких ее уровнях, совместно с водородом присутствует кислород, необходимый для возникновения воды. Однако в восстановительной среде форма нахождения его в виде оксид-иона (O^{2-}), устойчивого в этих условиях, не будет способствовать образованию воды. Для того чтобы в обстановке поля устойчивости молекулярного водорода (H_2) могли возникнуть условия для синтеза водного флюида, необходимо возрастание окислительного потенциала системы, способствующего переходу H_2 в $2H^+$ (Павлов, 1971). Но, как показано выше, на уровнях магнообразования в верхней мантии среда имеет резко восстановительный характер, что будет препятствовать переходу молекулярного водорода в ионную форму и тем самым образованию водного компонента.

Синтезу воды при данных *PT*-условиях будет препятствовать и следующее обстоятельство. До последнего времени считалось несомненным, что газы независимо от величины давления смешиваются в любых соотношениях. Это рассматривалось как фактор, благоприятный для реакции взаимодействия между ними. Сейчас же доказано (Древинг и др., 1964; Гоникберг, 1968), что с повышением давления и температуры газы в многокомпонентной смеси, наоборот, распадаются на самостоятельные существующие фазы. Например, система аммиак — азот — водород уже при температуре 100°C и давлении 2150 атм разделяется на три самостоятельные фазы, находящиеся между собой в равновесии. Кроме того, установлено, что с ростом давления резко уменьшается растворимость газов в жидкостях (Древинг и др., 1964) и сильно, на несколько порядков, увеличивается степень ионизации воды (Гоникберг, 1968). Для нашего случая это означает, что если в газовой составляющей расплава присутствуют водород и кислород, то до определенных условий они будут существовать как самостоятельные фазы, не соединяясь и не образуя водного флюида. Образование последнего окажется возможным только тогда, когда *PT*-условия станут такими, при которых начнется химическое взаимо-

действие водорода и кислорода (Велинский, 1970), т. е. при температуре около 650°C (Блох, 1969).

На основании сказанного выше можно совершенно уверенно говорить о том, что ультраосновная магма, если она сможет образоваться в отмечавшихся условиях верхней мантии, всегда будет «сухой», и поэтому нет никаких оснований использовать для снижения температуры ее ликвидуса воздействие воды, как пытаются делать сторонники магматической гипотезы. Что же касается таких летучих, как H_2 , CO_2 , NH_3 , инертные газы, то они не являются плавнями и поэтому не могут снижать температуру плавления пород (Хптаров, 1968; Йодер, Тилли, 1965; Добрецов и др. 1970).

Однако предположим, несмотря на всю необоснованность такого допущения, что вода все же будет участвовать в процессе расплавления вещества верхней мантии. В этом случае всегда будем иметь дело с открытыми системами, в которых летучие будут уходить из расплава по закону

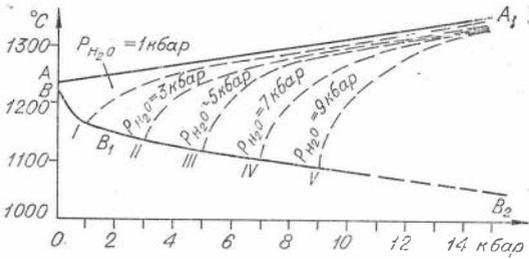


Рис. 44. Условия полного плавления оливнивого толента «сухого» и в присутствии воды (AA₁ — сухое плавление, BB₁B₂ — плавление при $P_{H_2O} = P_{общ}$, I—I, II—II, III—III, . . . , V—V — плавление при $P_{H_2O} < P_{общ}$) (по Йодеру, Тилли, 1965).

Из приведенного графика видно, что даже при очень высоком насыщении системы водой ($P_{H_2O} = 7$ кбар) при общем $P = 10$ кбар температура расплавления будет близкой температуре ликвидуса при данном давлении для «сухого» расплава, а при $P_{H_2O} = 1$ кбар основной расплав будет себя вести как «сухой» уже при $P = 3$ кбар.

Следовательно, даже допуская наличие воды при формировании ультраосновных магм, невозможно, учитывая высокие давления в области очага, достичь с помощью ее желаемого снижения температуры плавления. Это не позволяет согласиться с довольно оптимистичными выводами А. Т. Базилевского (1967, 1968), оценивающего температуру образования ультраосновных расплавов в природе в 1100—1300°C. Ошибочность интерпретации полученных им данных связана с тем, что А. Т. Базилевский, во-первых, допускает большое количество воды в ультраосновной магме, а во-вторых, рассматривает магматический очаг в природе как закрытую систему. С выводами этого автора не согласуются и последние эксперименты Ю. С. Геншафта и др. (1970) по плавлению перидотитовых ксенолитов из базальтовых лав, которым даже при содержании воды 3% при $P = 10$ кбар удалось получить около 40% расплава только при $t = 1550^\circ C$. С увеличением давления область плавления, по данным этих авторов, резко сдвигалась в сторону более высоких температур. Изложенные данные приводят нас к следующим выводам.

1. Ультраосновная магма может образоваться за счет плавления вещества верхней мантии, но только на очень глубоких ее уровнях (300—400 км). При этом для плавления необходим дополнительный привнос тепла.

2. Ультраосновные магмы зарождаются на уровнях мантии, где физико-химические условия не благоприятствуют возникновению водных флюидов, могущих снизить температуру образования расплавов. В связи с этим эволюция последних может быть аппроксимирована закономерно-стями, характерными для «сухих» систем.

3. В силу небольшого температурного интервала кристаллизации ультраосновных расплавов они не в состоянии удалиться на большие расстояния от места своего зарождения и поэтому не могут проникать за пределы волновода мантии.

Заканчивая критический разбор магматической гипотезы происхождения альпинотипных гипербазитов, коснемся некоторых положений гипотезы образования ультраосновных пород за счет гравитационно-кристаллизационной дифференциации базальтовых магм.

Сторонники указанной гипотезы, правильно подчеркивая повсеместную связь альпинотипных гипербазитов с раннегеосинклинальными эффузивными образованиями, ошибочно считают их продуктами дифференциации единой магмы. В. Н. Лодочников (1936) и Г. Хесс (Hess, 1938) на основе анализа удельного веса породообразующих минералов гипербазитов и петрохимических особенностей ультрабазитов убедительно показали несостоятельность этой гипотезы. В частности, В. Н. Лодочников доказал, что гипербазиты по своему составу не могут быть комплементарной частью базальта. Это положение сейчас подтверждено экспериментальными данными по системе форстерит — диопсид — кварц (Куширо, Шейрер, 1969). Указанными исследователями установлено, что из базальтового расплава толентового состава при фракционировании не могут быть получены дифференциаты оливин-толептовой, недосыщенной кремнекислотой магмы. Очевидно, что из таких расплавов тем более не могут быть получены дифференциаты ультраосновного состава. А как известно, базальты, ассоциирующие с гипербазитами, относятся в основном именно к дериватам толентовых магм.

Итак, из приведенного материала следует, что образование альпинотипных гипербазитов складчатых областей как за счет кристаллизации внедренного в геосинклинальные осадки ультраосновного расплава, так и путем гравитационно-кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы невозможно.

При анализе магматических гипотез происхождения альпинотипных гипербазитов мы обсудили главным образом физико-химические условия их образования. Наряду с ними, если не в еще большей мере, магматическим гипотезам противоречат геологические факты, такие как отсутствие горячих контактов гипербазитов с вмещающими их породами, жил и даек перидотитов и дунитов (исключая случаи, когда эти породы имеют отчетливо выраженный вторичный метасоматический генезис), которые должны были бы наблюдаться в силу малой вязкости и большой подвижности ультраосновного расплава; более молодой возраст габбро, пространственно ассоциирующих с гипербазитами и активно воздействующих на них; почти всегда наблюдающиеся «сорванные» (тектонические) контакты гипербазитовых массивов и пр.

Все эти присущие альпинотипным гипербазитам особенности находят вполне удовлетворительное объяснение с точки зрения гипотез, рассматривающих гипербазиты как тугоплавкий остаток вещества верхней мантии после выплавления из него легкоплавкой фракции базальтоидного состава.

Важным звеном в цепи рассуждений сторонников этой гипотезы является очень сложный вопрос о составе вещества верхней мантии. В настоящее время, основываясь на данных о скорости прохождения упругих волн в верхних частях верхней мантии, гравиметрических и магнитных данных, а также результатах экспериментальных геофизических и петро-

логических работ, большинство исследователей склоняются к мнению об ультраосновном ее составе. Прекрасный обзор существующих точек зрения по этому вопросу дается В. В. Белоусовым (1966, 1968). При этом часть исследователей отдает предпочтение метеоритному составу верхней мантии (Виноградов, 1959, 1961, 1962, 1964; Кесарев, 1967, и др.), другие же — пиролитовому (Green, Ringwood, 1963; Грин, Рингвуд, 1968; Белоусов, 1966, 1968, и др.). Гипотетический пиролит по составу ближе всего отвечает перидотиту и представлен следующей минеральной ассоциацией: оливин+глиноземистый энстатит+глиноземистый диопсид+шпшпель (Грин и Рингвуд, 1968), из которой при частичном плавлении можно получить до 30% выплавки базальтоидного состава. А. П. Виноградов, основываясь на результатах зонной плавки метеоритов, пришел к выводу о том, что верхняя мантия по составу отвечает хондриту, из которого можно выплавить до 15% легкоплавкой фракции. В. В. Белоусов (1968) считает, что состав ее определяется смесью, состоящей из 80% перидотита и 20% базальта. Наконец, предполагается и кислый состав верхних частей верхней мантии (Афанасьев, 1966). В данный момент, судя по геологическим и геофизическим данным, наиболее вероятной моделью верхней мантии является пиролитовая модель. В дальнейшем все наши рассуждения будут базироваться на этом положении.

Возможность получения выплавки из пиролита базальтоидов различного в зависимости от температуры и давления состава была показана Д. Грином и А. Рингвудом (1968). Нами была предпринята попытка осветить физическую сторону этого процесса (Велинский и др., 1969; Велипский, 1970). С этой целью для объяснения образования магматических очагов была предложена гипотеза «газовых струй», согласно которой базальтоидные магмы выплавляются из первичного субстрата верхней мантии (пиролита) под воздействием теплоточков, связанных с движением газов, состоящих в основном из водорода и возникающих при дегазации вещества верхней мантии в областях повышенной проницаемости. Этот процесс является неизбежным, необратимым и отражает эволюцию Земли как космического тела (Виноградов, 1964). Детально механизм магмообразования в рамках предложенной гипотезы рассмотрен в ряде наших работ (Велинский, 1969, 1970; Велипский и др., 1969), поэтому отметим лишь следующее.

Предлагаемая модель образования магматических очагов сводилась к решению задачи Стефана с граничными условиями второго рода. Величины теплоточков (газовых «струй») задавались из реальных величин теплового поля в областях современного вулканизма и тектонической активности (Менард, 1966; Смирнов, 1968), а ограничения по времени, в течение которого может образоваться магматический очаг, были выбраны по величине максимально возможных на данном уровне температур магматического расплава (1500°C) (Магницкий, 1965). В этих условиях механизм магмообразования представляется в следующем виде. При образовании зон повышенной проницаемости (зон растяжения) глубинного заложения в результате снятия некоторой части литостатической нагрузки в области их происходит интенсивная дегазация вещества верхней мантии, сопровождающаяся выделением газовой составляющей мантийного субстрата (в основном водорода), растворенной до этого в силикатной его части. В наиболее ослабленных частях этих зон будет концентрироваться газовая фаза, которая в силу того, что плотность газов меньше плотности вещества мантии, в гравитационном поле Земли начнет подниматься вверх. Температура образующихся таким образом газовых «струй» будет отвечать тому уровню мантии, с которого они начнут свой путь, и определяться в конечном счете глубиной заложения зоны проницаемости. Эти потоки газов и рассматриваются нами в качестве потенциальных теплоносителей, которые расплавляют вещество мантии, когда мощность тепло-

потока в заданном начальном распределении T и P по разрезу, а также величины $T_{пл}$ субстрата станут критическими (рис. 45, 46).

Расчетные данные показывают, что под воздействием таких газовых «струй» в зонах проницаемости при определенных теплофизических свойствах субстрата мантии могут возникать очаги расплавления. Глубина их зарождения находится в прямой зависимости от температуры газовых «струй» и тем больше, чем выше их температура. По нашим расчетам, она колеблется в пределах 80—120 км, что хорошо совпадает с фактически наблюдаемыми глубинами магматических очагов в зонах современной вулканической активности (Шейнманн, 1961). Плавление субстрата первоначально развивается в области границ раздела неоднородных по своим теплофизическим свойствам сред, а затем распространяется вверх и вниз по разрезу от этого участка, но предпочтительнее вверх (рис. 46).

Максимальные температуры основного магматического расплава на этих глубинах не могут быть более 1500°C , поэтому полное плавление субстрата мантии невозможно и образование магматического очага будет связано с выплавлением из него легкоплавкой фракции. Последняя начнет по мере эволюции очага устремляться в верхние части зоны проницаемости, а тугоплавкий остаток будет по составу отвечать веществу альпидотипных гипербазитов. При таком механизме образования магматических расплавов наибольшей переработке будут подвергаться нижние участки зоны выплавления, так как по мере вовлечения в процесс выплавления вышерасположенных горизонтов первые постоянно будут находиться в режиме высокотемпературных газовых «струй», поступающих в область зарождения очага. Это обеспечит максимальную выплавку

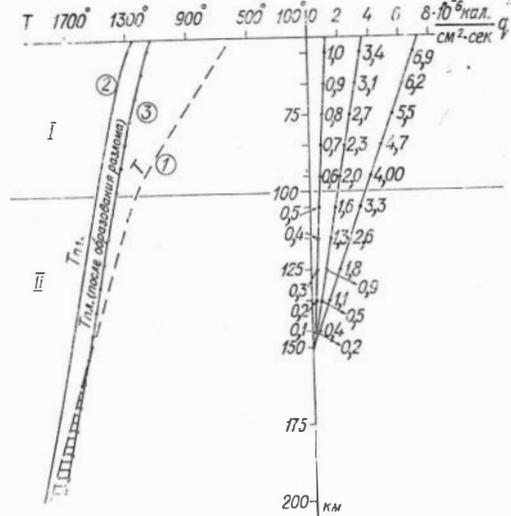


Рис. 45. Распределение температуры и давления с глубиной и значения теплоточков (I — «базальтовый» слой, II — верхняя мантия).

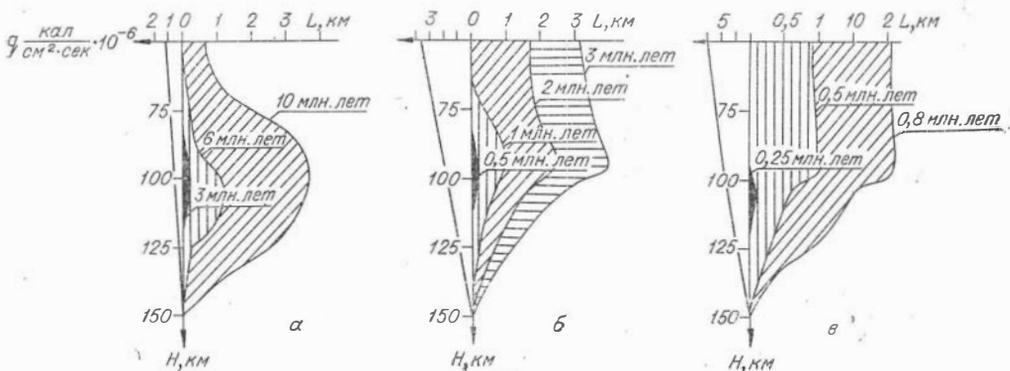


Рис. 46. Плавление вещества верхней мантии как функция величины теплоточка и возможное время образования магматического очага (по Велинскому, 1970).

легкоплавкой части субстрата мантии и образование в придонных частях тугоплавкого остатка, отвечающего по составу высокомагнезиальному дуниту. Газовые «струи», поднимаясь вверх по разрезу и затрачивая при этом тепло, будут все более охлаждаться и соответственно станут менее энергоемкими, что приведет к появлению в тугоплавком, существенно оливиновом остатке ромбического и моноклинного пироксенов.

Это логически вытекает из анализа PT -кривых плавления форстерита, диопсида и энстатита (см. рис. 43). Сам процесс выплавления можно представить себе как incongruentное плавление метаспликатов пиролита и концентрацию в выплавляющейся жидкости кремнезема и большинства литофильных элементов (Виноградов и др., 1970). По сути, это зонная плавка (Виноградов, 1959, 1961, 1962; Ярошевский, 1964), но без полного проплавления вещества. Возможность такой направленности процесса была показана на экспериментальных данных (Виноградов, 1962). Она тем более вероятна, что зонная плавка в чистом виде проявляется только в однофазных системах и значительно осложняется для многофазных систем (Виноградов, 1959), таких как пиролит или хондриты.

Наконец, коротко остановимся на составе газов, участвующих в процессах магмообразования. Вопрос о газах Земли тщательно разбирается в специальных работах (Виноградов, 1964; Соколов, 1966, и др.). Так, А. П. Виноградовым (1964) показано, что основная масса газов Земли связана с протопланетным космическим веществом. Этот наиболее логический и оправданный подход к происхождению газов планеты в настоящее время является наиболее распространенным. Совершенно очевидно, что в этом случае состав газов Земли в целом должен отвечать составу газов космоса. Как известно, самые распространенные элементы Вселенной — водород ($\approx 93\%$) и гелий ($\approx 6-7\%$), на долю других (O, Ne, N, C, Mg, Si, Fe, S, Na, K и др.) приходится лишь около 1% (Соколов, 1966), т. е. основная доля в составе газов Земли должна принадлежать водороду. Поэтому мы считаем, что главной составляющей газовых «струй», участвующих в процессе магмообразования с помощью описанного механизма, является водород. Именно водород, а не вода, которая, как показано выше, может образоваться только на тех уровнях коры и мантии, на которых PT -условия и окислительно-восстановительная обстановка благоприятны для взаимодействия кислорода и водорода.

В связи с изложенным механизмом образования вещества альпинотипных гипербазитов возникает вопрос о глубинах его зарождения, так как любая минеральная ассоциация устойчива только в определенных PT -условиях. В данном случае важна оценка глубины образования тугоплавкого остатка, отвечающего по составу перидотитам, так как дуниты устойчивы при гораздо более высоких P и T .

По экспериментальным данным Д. Грина и А. Рингвуда (1968), ассоциация оливин+глиноземистые пироксены+шпинель («пироксеновый пиролит») устойчива в диапазоне $P=18-30$ кбар и $T=1300-1400^\circ\text{C}$, т. е. в интервале глубин 60—100 км. Близкие значения PT -условий устойчивости шпинелевых перидотитов приводятся и другими исследователями (Mac-Gregor, 1965; Ito, Kennedy, 1967). При более высоких значениях P и T наблюдается переход этой ассоциации в ассоциацию оливин+пироксен+гранат. Следовательно, нижним пределом глубины, на которой может образоваться в условиях мантии вещество альпинотипных гипербазитов, следует считать глубину 100 км. Верхняя же его граница определяется, по-видимому, областью устойчивости ассоциации оливин+пироксен+плагноклаз+хромит («плагноклазовый пиролит»), соответствующей $P=9$ кбар и $T=1100^\circ\text{C}$ (Грин, Рингвуд, 1968; Бойд, Мак-Грегор, 1968), т. е. глубиной около 30 км.

Приведенные цифры указывают на широкий интервал глубин (70 км), в пределах которых может образоваться тугоплавкий остаток, по составу отвечающий альпинотипным гипербазитам, что делает решение поставленного вопроса в значительной мере неопределенным. Ответ на него мог быть получен из анализа поля устойчивости шпинелей — непременно акцессорного минерала альпинотипных гипербазитов. Однако в настоящее время нет достаточного количества надежных экспериментальных данных, которые позволили бы однозначно решить затронутый вопрос. Вместе с тем эксперименты последних лет показали (Рингвуд и др., 1968), что шпинель устойчива среди минералов «пироксенового протолита» только до 20 кбар и 1000°C, а при более высоких P и T существование ее находится в прямой зависимости от растворимости окислов R_2O_3 в пироксенах и величины отношения R_2O_3 к валовому составу пироксенов. При сосуществовании с оливином и пироксенами плагиоклазов область устойчивости шпинели расширяется и определяется $P \approx 23$ кбар и $T \approx 1300^\circ\text{C}$ (Куширо, Йодер, 1968). По другим данным, в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ ассоциация форстерит + 2пироксена (тв. раствор) + шпинель устойчива до $P = 26$ кбар и $T = 1500^\circ\text{C}$. Эти данные в целом близки между собой и определяют границу существования шпинели в условиях мантии до глубины не более 70—80 км. Это дает основание предполагать, что образование тугоплавкого остатка перidotитового состава происходит на такой же глубине. Последнее хорошо согласуется с глубинами зарождения магматических очагов.

Приведенные экспериментальные данные и постоянная пространственная связь гипербазитов с вулканогенными компонентами ранних этапов развития геосинклинальных структур позволяют считать, что вещество альпинотипных гипербазитов образуется в тех же магматических очагах (но не камерах!), которые являются поставщиком базальтоидного материала для вулканических аппаратов. С этих позиций механизм образования альпинотипных гипербазитов, время и характер их внедрения рассматриваются в тесной связи с эволюцией геосинклиналей и развитием магматизма на начальных ее этапах (Шейнманн, 1968). В общем виде наши представления о генезисе ультраосновных пород складчатых областей сводятся к следующему.

Альпинотипные гипербазиты подвижных областей — продукты магматизма геосинклиналей фемического профиля (эвгеосинклиналей), проявляющиеся в самые начальные этапы их развития. При этом мы исходим из того, что заложение и эволюция геосинклиналей неразрывно связаны с образованием зон разломов глубокого заложения, уходящих своими корнями в верхнюю мантию (Пейве, Синицын, 1950), и развивающихся в обстановке растягивающих усилий (Белюсов, 1966, 1968; Штрейс, Макарычев, 1969, и др.). В таких условиях в области зон проницаемости происходит интенсивная дегазация вещества верхней мантии, приводящая к образованию в наиболее проницаемых участках теплотоков в виде газовых «струй». Под действием их на определенных уровнях мантии (80—100 км) возникают магматические очаги. Этот процесс идет по принципу зонного выплавления из «широлитового» по составу субстрата верхней мантии легкоплавкой фракции, которая в виде недифференцированных лав толеит-базальтового состава изливается на дне геосинклинального морского бассейна. Тугоплавкий же остаток первичного вещества мантии и отвечает альпинотипным гипербазитам, представленным дунитами, гарцбургитами и лерцолитами.

Образование в очаге расплавленных масс приведет к созданию в геотермическом и гравитационном поле Земли на данном уровне мантии неустойчивой системы, развитие которой обеспечит отрыв расплава от области питания и движение их вверх (Виноградов и др., 1970). Остающаяся часть будет представлять собой кашеобразный агрегат из кристал-

лов оливина, менее — пироксенов и небольшого количества расплава. Состав последнего, судя по экспериментальным данным Д. Грина и А. Рипгвуда (1968), отвечает ближе всего пикриту.

Непосредственным подтверждением правильности такого предположения являются и опыты по плавлению ультраосновных пород при высоких P и T (Геншафт и др., 1970), в результате которых из перидотитов были получены выплавки, по составу, судя по показателям преломления стекол, наиболее близкие пикритам. Наличие в тугоплавком остатке такого межзернового расплава обеспечивает начальный отрыв от области зарождения и подъем «каши» в верхние горизонты зоны проницаемости. По мере подъема и снижения температуры эта система полностью раскристаллизуется и далее вверх будет продвигаться в твердом пластическом состоянии. Указанием на это служит широкое развитие в оливинах гипербазитов срединных океанических хребтов двойников трансляции, дробление кристаллов оливина, их изгиб и т. д. (Удинцев и др., 1966). Пластическое гипербазитовое вещество движется, по-видимому, под действием тектонических сил, связанных с пульсационным характером эволюции глубинных разломов. В верхних частях разлома нагретый субстрат при соприкосновении с просачивающимися по ослабленным зонам разлома морскими водами подвергался серпентинизации, наиболее интенсивной с поверхности вдоль контактов гипербазитовых тел. В результате вокруг них образуется серпентинитовая «рубашка» (реакционная оболочка), препятствующая серпентинизации более глубоких частей гипербазитовых тел. Серпентинизация в зоне разлома возможна, судя по величине адиабатического градиента, на глубинах 15—18 км (см. табл. 102).

Однако, учитывая, что в срединных океанических хребтах, где обнажаются альцинолитные гипербазиты, величина теплототоков превышает среднеземную в 3—4 раза (Менард, 1966; Белоусов, 1968), эта глубина может уменьшиться до 3—5 км. В конечном счете глубина первого этапа серпентинизации гипербазитов будет целиком зависеть от теплового режима в области глубинного разлома, но, по-видимому, не может превышать 15—18 км.

В дальнейшем эволюция гипербазитов в значительной степени зависит от эволюции магматизма в зоне глубинного разлома, куда они внедрились после своего образования. Широко известна пространственная приуроченность к телам гипербазитов интрузивов габброидов, рвущих ультраосновные породы. Эта связь может быть объяснена следующим образом. После внедрения гипербазитов в зоне этого же разлома в результате последующего его развития на уровне ниже глубины ранее образованного тугоплавкого вещества мантии в субстрате, не лишенном легкоплавкой (базальтоидной) фракции, зарождаются новые магматические очаги по механизму, описанному выше. Двигаясь вверх по разлому, вновь образованный основной расплав соприкасается с ранее внедрившимся по этому же разлому веществом тугоплавкого остатка в виде сформированных тел гипербазитов и, внедряясь в них и во вмещающие гипербазиты породы, закристаллизовывается в виде габброидных интрузивов. При подъеме вверх магма габброидного состава активно взаимодействует с гипербазитами, вступая с ними в реакционные взаимоотношения. На контактах гипербазитов и габброидов возникает целая гамма полевошпатизированных пород, объединенная нами под названием парагабброидов. Характер этих взаимоотношений в значительной степени зависит от раздробленности контактовых зон гипербазитовых тел и температуры габбрового расплава. Последняя, в свою очередь, зависит от глубины, на которой габбровый расплав взаимодействует с гипербазитами. Чем больше эта глубина, тем интенсивнее процесс взаимодействия. Возможность и механизм такого взаимодействия подтверждаются как результатами экспериментов (Ярошевский, 1964), так и термодинамическими расчетами (Кадик, 1970).

Последний показал, что такой процесс может протекать на глубинах не менее 10—20 км и при достаточно больших объемах магматического расплава.

Одновременно под влиянием габброидной магмы гипербазиты испытывают интенсивные метасоматические изменения, которые выражаются в их пироксенизации, образовании метасоматических жил пироксенитов, десерпентинизации на участках, близких к контакту (оливинизация), и серпентинизации под воздействием растворов с температурой не более 500°C.

Последующая история гипербазитов и образование поясов альпинотипных гипербазитов связаны с эволюцией геосинклиналей, на чем подробно остановимся в следующем разделе.

Приведенный материал и петрографические, минералогические и петрохимические данные по гипербазитам позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Гипербазиты складчатых областей являются продуктами эволюции вещества верхней мантии, возникновение которых связано с процессами ее дегазации и образованием магматических очагов. Эти процессы тесно связаны с развитием геосинклинальных структур.

2. Вещество альпинотипных гипербазитов представляет собой тугоплавкий остаток субстрата верхней мантии после излияния из него на ранних этапах развития геосинклиналей легкоплавкой фракции в виде недифференцированных базальтов толеитового ряда.

3. Вулканогенные фации ранних этапов развития геосинклиналей и вещество альпинотипных гипербазитов по времени образования одновозрастны, хотя ультраосновные породы внедрились после излияния эффузивов.

4. Альпинотипные гипербазиты являются гетерогенными образованиями, состоящими из первичных продуктов (тугоплавкий остаток) и вторичных пород, возникших под воздействием на гипербазиты ассоциирующих с ними интрузий габброидов.

5. Внедрение вещества альпинотипных гипербазитов—процесс сложный. На первом этапе тугоплавкий остаток в виде кашеобразного агрегата, состоящего из кристаллической фазы (преимущественно оливина) и небольшого количества межзернового расплава, отрывался от области зарождения. При подъеме на более высокие уровни верхней мантии этот агрегат кристаллизуется, и далее вещество гипербазитов до нижних уровней коры и в кору движется в твердом виде.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ

Выше обсуждалась возможность существования ультраосновного силикатного расплава в условиях земной коры и на верхних уровнях верхней мантии. Сделано заключение, что в этой обстановке существование гомогенной ультраосновной магмы исключается. Поэтому здесь не будем анализировать те гипотезы, согласно которым формирование гипербазитовых массивов и поясов принципиально ничем не отличается от становления интрузий любого другого состава и происходит путем проникновения в земную кору гомогенной ультраосновной магмы и кристаллизации последней на месте в магматической камере. По тем же причинам считаем неправомерными и те модернизированные магматические концепции, авторы которых допускают проникновение ультраосновного расплава в нижние части земной коры, формирование на этих уровнях гипербазитовых массивов и последующее перемещение последних вверх в твердом виде под влиянием тектонических сил (Илич, 1969; Морковкина, 1967, 1968; Книппер, 1968, и др.).

Перейдем к обсуждению тех представлений о механизме формирования гипербазитовых поясов, которые лучше согласуются с положениями экспериментальной и теоретической петрологии и не противоречат данным полевых наблюдений и петрографических исследований.

Одна из популярных гипотез, объясняющих механизм формирования альпийотипных гипербазитовых поясов, опирается на данные о расширении морского дна (Hess, 1962; Dietz, 1963). Наиболее полно эта гипотеза в отечественной литературе изложена в статье Э. Г. Бейли и М. К. Блейка (1969^{1,2}), которые, учитывая геологическую обстановку западных районов Северной Америки и историю развития мезозойской геосинклинали, убедительно показали наличие в ее пределах двух прогибов, разделенных подводным поднятием. Во внешнем от континента прогибе происходила седиментация осадков эвгеосинклинального типа (францисканская серия), а во внутреннем накапливались отложения, по фациальному профилю подобные многоэосинклинальным осадкам (отложения Большой Долины). В районе подводного поднятия, в области его восточного флексурного перегиба, в результате, как считают авторы работы, конвекционного течения подкорового вещества в обстановке растяжения происходило растягивание (утонение, а затем и разрыв) базальтового панциря океанической коры и ультраосновное вещество верхней мантии выводилось к основанию геосинклинального ложа. В дальнейшем течение подкорового субстрата верхней мантии встречает все нарастающее сопротивление со стороны континента. Обстановка растяжения земной коры сменяется обстановкой сжатия. Следствием последнего явилась складчатость геосинклинальных отложений и возникновение в районе разрыва сплошности океанической коры крупного, полого падающего в сторону континента тектонического нарушения. Последующие перемещения вдоль последнего привели к перекрытию (поддвигу) эвгеосинклинальных отложений францисканской серии многоэосинклинальными отложениями Большой Долины. Эти движения сопровождалось также отрывом отдельных блоков ультраосновного вещества верхней мантии и механическим перемещением их вдоль зоны главного подвига в толще геосинклинальных отложений. Возникавшее при этом резкое увеличение давления в зоне надвига привело к образованию метаморфических пород эклогитовой и глаукофан-слапцевой фаций.

Предложенное объяснение генезиса и механизма формирования альпийотипных гипербазитовых поясов Береговых хребтов Калифорнии быстро нашло многочисленных сторонников и сейчас единодушно разделяется американскими геологами и многими геологами других стран. У нас эти идеи были поддержаны многими ведущими тектонистами. Появились широкие обобщения подобного плана. Так, по мнению Н. А. Богданова (1969), аналогичный механизм формирования альпийотипных гипербазитовых поясов свойствен не только району Береговых хребтов Калифорнии, но и всей области Тихоокеанского подвижного кольца.

Анализируя геологическое строение районов распространения гипербазитовых поясов в указанном секторе Земли, Н. А. Богданов (1969) пришел к выводу о том, что крупные разрывные тектонические нарушения, трассируемые гипербазитовыми массивами, являются в то же время границами существенно отличных структурно-фациальных зон, одна из которых, обращенная в сторону Тихого океана, прошла особый путь развития, отличный от развития типичной эвгеосинклинали, отложения которой слагают внешнюю по отношению к Тихому океану структурно-фациальную зону. Он считает, что седиментация отложений типа францисканской серии Калифорнии происходила в особых структурных формах, которые автор предлагает выделять под названием талассоэосинклиналей. Последние Н. А. Богданов сравнивает с современными океаническими желобами типа Тонга-Кермадек, Курило-Камчатского и др. Обосновывая

этот тезис анализом геологического положения конкретных районов Тихоокеанского кольца, Н. А. Богданов, в частности, обращается к знакомому нам району Корякского нагорья. К талассогеосинклиналям в этом районе он относит территорию, расположенную к востоку от Вывенского тектонического шва и Хатырского разлома, к которым приурочены выходы массивов ультраосновных пород одноименных гипербазитовых поясов. Н. А. Богданов считает, что меловые отложения этой части Корякского нагорья по своему фациальному профилю и характеру магматизма подобны францисканским и принципиально отличны от геосинклинальных отложений, развитых на территории, простирающейся к западу от упомянутых выше разрывных тектонических нарушений.

Не вдаваясь в анализ геологического строения других районов распространения гипербазитовых поясов Тихоокеанского кольца, отметим, что соображения Н. А. Богданова о принципиальном различии характера нижнемеловых отложений и магматизма выделенных им районов Корякского нагорья не согласуются с данными других исследователей. Как показано выше, при характеристике гипербазитовых поясов Анадырско-Корякской складчатой системы, а также в многочисленных работах по геологии Корякского нагорья (Тильман и др., 1969; Тильман, 1969; Егiazаров и др., 1965; Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского..., 1966, и др.) область, расположенная к юго-востоку от системы Вывенских разломов, по времени геосинклинального развития и замыкания моложе расположенных западнее районов. Поэтому нет никаких оснований считать слагающие эти районы толщи синхронными по времени седиментации и выявлять на их примере различия в условиях осадкообразования. Что же касается района Хатырского гипербазитового пояса, то, как показано выше и в ряде публикаций (Гладенков, 1963; Егiazаров и др., 1965, и др.), нижнемеловая пекульнейская серия отложений, распространенных к востоку от Хатырского разлома, фациально не отличается от нижнемеловых геосинклинальных пород, которыми сложена обширная площадь Корякского нагорья, простирающаяся к западу от Хатырского разлома. Сопряженные по этому разлому блоки земной коры неотличимы и по характеру проявившегося в них магматизма. Все это, с учетом того факта, что альпинотипные гипербазитовые пояса Корякской области развиты не только в зонах Вывенского и Хатырского разломов, но и в пределах целой серии других крупных разрывных структур региона, достаточно определенно свидетельствует о том, что в районе Корякского нагорья не могут быть выделены талассогеосинклинали в том виде, как их понимает Н. А. Богданов.

Эти же идеи движения эвгеосинклинальных толщ в сторону континентальных глыб с выжиманием по разломам фундамента океанической коры и ее геосинклинального чехла развивает А. В. Пейве (1969). Он считает, что все геосинклинали развиваются на океанической коре, сложенной гипербазитами, габброидами и метаморфизованными основными эффузивами, которые являются «фундаментом» этой структуры. В процессе развития эвгеосинклинали накапливаются толщи основных и средних по составу вулканогенных пород, радиоларитов, кремнистых сланцев и пелагических карбонатных пород. В результате латерального тектонического течения океанической коры, включающей, по мнению А. В. Пейве, помимо ее «фундамента», «чехол», состоящий из эвгеосинклинальных отложений, происходит дисгармоническое смятие океанической коры, раздробление ее, наращивание континентальной коры и резкое увеличение мощности гранитного слоя. При этом возникает система глубинных шарьяжей, сопровождаемых мощными зонами меланжа и перемещением на большие расстояния (сотни километров) блоков океанической коры, в основании которой, как отмечалось, располагается мантийное ультраосновное вещество. Тектоническое выжимание последнего вдоль плоскос-

тей надвигов и шарьяжей обуславливает формирование альпинотипных гипербазитовых поясов.

На основании анализа процесса формирования и развития земной коры (океанической и континентальной) А. В. Пейве приходит к очень ответственному выводу о том, что эти явления нельзя связывать с физико-химическими процессами, происходящими в субстрате мантии. Он считает, что развитие твердой оболочки Земли обусловлено только механическими тектоническими силами, имеющими глобальный характер. Природа этих сил остается пока не познанной, но, вероятно, «...связана с особенностями дифференциальных вращательных движений ядра Земли, ее оболочки и Земли в целом» (Пейве, 1969, стр. 16).

Одним из следствий этой концепции, которую мы не можем полностью поддерживать, является то, что А. В. Пейве должен разорвать и разрывает генетические связи, существующие между гипербазитами и толщами вулканогенных пород, слагающих «фундамент» океанической коры, о чем подробно было сказано выше. Обсуждая вопросы возраста гипербазитов, А. В. Пейве совершенно справедливо считает, что надо различать время формирования гипербазитов как горной породы и время их внедрения. По его мнению, время формирования гипербазитов Альпийско-Гималайского пояса, равно как и вообще всех альпинотипных гипербазитов, в каких бы районах мира они ни находились и в какой бы геологической обстановке ни встречались, относится к глубокому докембрию. Он обосновывает это положение единичными определениями абсолютного возраста гипербазитов (3800 и 1300 млн. лет), отличающимися между собой на 2500 млн. лет (Папамарчук, Таштыби, 1968; Афанасьев, Борисевич, 1966). Если опираться на эти цифры, приходится допустить, что формирование гипербазитов нельзя связывать с процессами, происходившими, как отмечает А. В. Пейве, только на заре геологической истории нашей планеты, поскольку разница в им же приведенных датах составляет более половины срока существования Земли. Вспомним при этом даты, полученные при определении абсолютного возраста исследованных нами гипербазитов. Они составляют всего лишь 300 ± 100 млн. лет. Поэтому выдвинутый А. В. Пейве тезис о том, что альпинотипные гипербазиты как горная порода формировались только в глубоком докембрие, весьма дискуссионен и, вероятно, ошибочен. Надо иметь в виду также, что вообще эти цифры не могут считаться надежными, поскольку применявшийся при их определении калий-аргоновый метод из-за ничтожного содержания в ультраосновных породах калия недостаточно надежен.

Краткое обсуждение перечисленных выше работ, которые в свете современных достижений геологической науки наиболее удовлетворительно объясняют механизм формирования альпинотипных гипербазитовых поясов, показывает, что все они базируются на предположении о латеральном перемещении океанической коры в сторону континента. Наиболее отчетливо эти явления, как теперь выяснилось (Hess, 1962; Dietz, 1963), выражены в районах современных срединных океанических хребтов, т. е. в областях поднятий океанической коры, рассеченных протяженными рифтовыми долинами. Районы срединных океанических хребтов характеризуются повышенными тепловыми потоками, высокой сейсмичностью и интенсивным базальтоидным вулканизмом. Известно также, что они возникают в местах уменьшенной мощности океанической коры в обстановке длительного общего растяжения, обуславливающего разрыв коры и раздвигание разорванных блоков со скоростью несколько сантиметров в год. Причины, создающие обстановку длительного растяжения земной коры в области срединных океанических хребтов, пока точно не установлены, но большинство исследователей склонны связывать их с конвективными течениями в верхней мантии. К числу этих исследователей относятся и те, кто, учитывая гетерогенную природу верхней ман-

тии, видят серьезные трудности в объяснении конвекции в «слоистом» веществе верхней мантии (Менард, 1966). Другие же полагают, что источником усилий, приводящих к образованию сводовых поднятий и возникновению в них рифтов, являются слабо изученные процессы, вызывающие разуплотнение (от 3,3 до 2,7 г/см³) вещества верхней мантии. О наличии этих процессов свидетельствуют аномально низкие (7,0—7,3 вместо 8,0—8,1 км/сек) скорости продольных упругих волн, фиксирующиеся в районах срединных океанических хребтов и рифтовых долин.

При драгировании морского дна удалось установить геологическое строение рифтовых долин, вскрывающих кору на всю ее мощность. Выяснилось, что последняя, обнажаясь по склонам рифтовых долин, сложена недифференцированными базальтами толеитового типа и интрузивными габбро. Состав толеитовых базальтов срединных океанических хребтов, как отмечает Г. Б. Удинцев и др. (1969), в общем сходен с составом толеитовых базальтов океанических платформ (талассократонов.) К такому же выводу пришел и В. А. Кутюлин (1969), хотя по его данным первые по сравнению со вторыми содержат меньше титана, железа и фосфора и больше глинозема и натрия. В донной части рифтовых долин обнажаются ультраосновные породы, которые, как следует из литературных данных (Удинцев, 1969) и как мы убедились, просматривая каменный материал, поднятый со дна рифта Индийского океана, любезно предоставленный нам Л. В. Дмитриевым, ни по минеральному составу, ни по структурам горных пород, ни по характеру и степени изменения их ничем не отличаются от альпидотипных гипербазитов складчатых областей континентов. Вместе с тем ряд исследователей (Удинцев и др., 1969) подчеркивают, что гипербазиты срединных океанических хребтов содержат в своем составе больше титана и кремния и обеднены железом. Среди поднятых со дна рифтовых долин срединных океанических хребтов ультраосновных пород обнаружены в различной степени серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, перцолиты и серпентиниты.

Если сравнить геологическое строение районов распространения альпидотипных гипербазитовых поясов в складчатых областях и срединных океанических хребтах, то и здесь можно найти много общего. В самом деле, в обоих случаях гипербазитовые массивы трассируют протяженные глубинные разломы, размещаются среди специфических существенно вулканогенных или кремнисто-вулканогенных толщ и тесно пространственно ассоциируют с рвущими их интрузивами габбро. Важно подчеркнуть также, что, как отмечено А. Ф. Белоусовым и др. (1969) на примере рифейских и нижнекембрийских вулканогенных образований каледонид Алтае-Саянской складчатой области и Центрального Казахстана, первичный состав эвгеосинклинальных вулканогенных отложений, вмещающих альпидотипные гипербазиты, отвечал толеитовым базальтам. Таким образом, вулканы начальных этапов развития эвгеосинклиналей очень близки толеитовым базальтам, слагающим океаническую кору в районе срединных океанических хребтов. О сходстве строения и состава последних со строением и составом отложений начальных этапов развития эвгеосинклинальных прогибов писал также А. В. Пейве (1969). На этом основании он пришел к выводу, что эвгеосинклинали всегда возникали на океанической коре. К собственно эвгеосинклинальным отложениям А. В. Пейве относит все то, что залегает выше специфических по составу вулканогенных и кремнистых пород, которые он рассматривает как фундамент геосинклиналей. То же подчеркивал и Н. А. Богданов (1969), когда обосновывал выделение талассогеосинклиналей. Что же касается состава габброидов, интрузивы которых тесно ассоциируют с массивами альпидотипных гипербазитов складчатых областей и океанических хребтов, то они также оказываются весьма близкими между собой (Дмитриев, 1966; Плошко и др., 1969; Чернышева и др., 1969, и др.).

Такое сходство геологического строения и тектонических условий формирования срединных океанических хребтов и эвгеосинклиналей на начальных этапах развития последних дает основание рассматривать районы распространения срединных океанических хребтов как эмбрионы современных геосинклиналей, развивающихся в зонах сочленения континентов и океанов. Только на более поздних стадиях своего развития, когда кардинально изменяются тектонические условия их существования (режим растяжения сменяется режимом сжатия), они приобретут черты строения, характерные для собственно геосинклинальных зон. Мы имеем в виду напряженную линейную складчатость эвгеосинклинальных толщ, зарождение и развитие коры континентального типа, проявление последующего основного и кислого магматизма и т. д. Но на этих стадиях развития эвгеосинклиналей альпийнотипные гипербазиты были уже полностью сформированы и принимали только пассивное участие в их эволюции (тектоническое перемещение отдельных блоков гипербазитов на более высокие стратиграфические уровни вдоль оживавших глубинных разломов). С этим периодом жизни геосинклиналей, вероятно, связывается образование продуктов метаморфизма повышенных давлений, пространственно сопряженных с гипербазитовыми поясами — линейных зон глаукофановых, глаукофан-лавсонитовых сланцев, гранатсодержащих и других метаморфических пород. Сами же гипербазиты в это время испытывают только те изменения, которые вызывают в них гранитоидные интрузии, контролируемые теми же глубинными разломами, что трассируются телами альпийнотипных гипербазитов.

В заключение остановимся на вопросе о правомерности выделения дунит-пироксенит-габбровой (Кузнецов, 1970) или габбро-пироксенит-дуניתовой (Кузнецов, 1964) магматической формации. Принято считать, что в отличие от альпийнотипных гипербазитов ультраосновные и основные породы этой формации — продукты дифференциации базальтовой магмы. Считается также, что отличительными признаками ее являются: преобладающая роль габброидов над ультраосновными дифференциатами; постепенная смена пород от дунитов в придонной части интрузивного тела до габбро и более кислых пород в апикальных частях интрузива; меньшее по сравнению с ультраосновными породами гипербазитовой формации значение отношения Mg/Fe (коэффициент Хесса); специфика металлогении и т. д. В качестве типичного представителя дунит-пироксенит-габбровой формации в Советском Союзе обычно приводят платиноносную формацию Урала.

Однако уже давно некоторые исследователи Урала высказывали сомнения в существовании единой дунит-пироксенит-габбровой формации. Например, В. Н. Ромапов (1949) устанавливал перерыв во времени между внедрением гипербазитов и габброидов и на основе этого отрицал генетическую общность их. Позднее Ю. А. Кузнецов (1964) отметил, что дунит-пироксенит-габбровая формация в отличие от гипербазитовой, вероятно, всегда является сложной многофазной и что ультраосновные породы этой формации — продукты особых фаз внедрения, большей частью более ранних, чем главная габбровая фаза. Он показал также, что коэффициент Хесса неприменим в качестве критерия различия ультраосновных пород гипербазитовой и дунит-пироксенит-габбровой формации, отметив, что ультраосновные породы последней отличаются лишь несколько повышенным содержанием кальция. Все это позволило Ю. А. Кузнецову предположить, что по своему происхождению ультраосновные породы дунит-пироксенит-габбровой формации «...ближе к ультраосновным породам гипербазитовой формации, чем к собственным породам дифференцированных основных интрузий устойчивых областей» (Кузнецов, 1964, стр. 63). С этих позиций переходные между габбро и гипербазитами породы Ю. А. Кузнецовым рассматриваются чаще всего как гибридные образования.

В последнее время многими геологами Урала была доказана разновозрастность гипербазитов и габброидов дунит-пироксенит-габбровой формации и более молодой возраст габбро (Тр. II Уральского петрографического совещания, 1969). Кроме того, ими же было установлено, что многие переходные типы пород (например, полевошатовые перидотиты) этой формации являются метасоматическими образованиями, продуктами фельдшпатизации гипербазитов. К аналогичным выводам пришел Г. С. Арутюнян (1968), изучавший основные и ультраосновные породы Малого Кавказа, и М. Илич и др. (1967), описавшие фельдшпатизированные перидотиты Даковичского гипербазитового массива Югославии. На разновозрастность гипербазитов и ассоциирующих с ними габбро указывают и американские исследователи (Тајер, 1963; Smith, 1958, и др.). Кроме того, Д. С. Штейнберг, И. А. Малахов (1965) и И. А. Малахов (1966) убедительно показали, что ни по величине железистости, ни по составу и содержанию редких и рассеянных элементов ультраосновные породы гипербазитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций не отличаются между собой. Их вывод полностью согласуется с данными о петрохимических особенностях ультраосновных пород различных формаций, полученными с помощью логико-дискретного анализа (Васильев, Веллинский, Дмитриев, 1971). Этот анализ позволил установить, что дуниты и перидотиты альпинотипных гипербазитов и габбро-пироксенит-дунитовой формации родственны по всем пороодообразующим окислам.

Все эти факты свидетельствуют о том, что разнообразие пород дунит-пироксенит-габбровой ассоциации, как нам представляется, объясняется не дифференциацией единой базальтовой магмы, а воздействием на породы альпинотипных гипербазитов более молодой интрузии габбро. Эта концепция подтверждается и экспериментами И. Кушнра и У. Шейрера (1969), показавшими невозможность получения из базальтовой магмы, пересыщенной кремнеземом (каковой должна быть магма, дающая дифференцированный ряд пород от кислых дериватов габброидов до дунитов), путем фракционной кристаллизации дифференциатов, недосыщенной кремнекислотой. Противоречат гипотезе дифференциации и соображения общегеологического характера. Трудно допустить длительные периоды покоя, необходимые для формирования дифференцированных интрузий, в обстановке тектонической и магматической активности начальных и ранних этапов развития геосинклинали. Не находит объяснения с позиций фракционирования и такой факт, как повышение железистости оливина по направлению от нижних к верхним горизонтам дифференцированных основных интрузий, поскольку известно, что магнезиальный оливин имеет меньший удельный вес, чем железистый, и, таким образом, не может при гравитационной дифференциации опускаться вниз.

Наши исследования альпинотипных гипербазитов и пространственно сопряженных с ними габброидов в районе Анадырско-Корякской складчатой системы также показывают, что эти две ассоциации горных пород являются разновозрастными самостоятельными образованиями, генетически не связанными между собой. Переходные же между ними типы пород (троктолиты, плагиоклазовые перидотиты, регенерированные дуниты, различные по составу пироксениты) являются либо гибридными породами, возникшими за счет магматического воздействия габбрового расплава на гипербазиты, либо имеют метасоматический генезис.

На основании изложенного нам представляется, что на современном уровне знаний нет достаточно серьезных аргументов в складчатых областях выделять самостоятельную дунит-пироксенит-габбровую или подобную ей магматическую формацию. Комплекс пород, подразумеваемый в настоящее время под этой формацией, по нашему убеждению, является пространственным сочетанием пород гипербазитовой (альпинотипные гипербазиты) и более молодой габбровой формаций, а также продуктов

их взаимодействия. Характер переходных зон и их мощность, как было показано выше, зависят от глубины, на которой происходило взаимодействие габбрового расплава и гипербазитов. Чем больше была эта глубина, тем более существенные преобразования испытывали гипербазиты и тем ярче и шире проявляются переходные зоны.

Таким образом, по нашим представлениям, эволюция магматизма в начальные и ранние стадии развития эвгеосинклиналей ограничивается следующим рядом магматических формаций: эффузивные базальтоидного состава → гипербазитовая → габбровая. Этот вывод согласуется с представлениями С. С. Зимина и др. (1969).

Вопрос о генезисе дунит-пироксенит-габбровой формации в изложенном виде может показаться необычным и, по-видимому, вызовет возражения наиболее последовательных сторонников ее магматической природы. Однако фактический материал последних лет по этим образованиям свидетельствует об их гетерогенности и, не укладываясь в рамки фракционной дифференциации, хорошо согласуется с современными данными экспериментальной петрологии. Для решения этого практически и теоретически важного вопроса необходимы дальнейшие детальные петрологические и геологические исследования взаимоотношений между породами альпинотипных гипербазитов и рвущими их габброидами на конкретных геологических объектах, а также экспериментальные работы в области дифференциации базальтоидных расплавов и плавления пород альпинотипных гипербазитов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А в е р ь я н о в И. П., М о с н о и д з К. А., С л о д к е в и ч В. В. Новые сведения о проявлениях ультраосновного магматизма в южной части острова Сахалин. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 1.
- А г а п и т о в Д. И., И в а н о в В. В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое. — «Геотектоника», 1969, № 1.
- А л е к с е й ч и к С. Н., Г а л ь ц е в - Б е з ю к С. Д., К о в а л ь ч у к В. С., С ы ч е в П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. М., Гостоптехиздат, 1963.
- А н д р е е в Б. А., Р п в о ш Л. А., С ы т и н а Н. М., Ф о т н а д и Э. Э. Аномалии силы тяжести и геомагнитного поля. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
- А н и к е е в а Л. И. Магматизм. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965 (Тр. НИИГА, т. 148).
- А р т е м о в В. Р. Серпентины и типы серпентинизации. Докт. дисс. Л., 1970.
- А р т е м о в В. Р., К о в а л е в Г. А. Классификация и общие замечания о минералогии серпентинов. — В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., «Недра», 1967.
- А р т е м о в В. Р., К о в а л е в Г. А., К у з н е ц о в а В. Н. Лизардит в перидотитах, дунитах и серпентинитах. — «Зап. ВМО», 1964, ч. 93, вып. 3.
- А р т е м о в В. Р., К у з н е ц о в а В. Н. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. — В сб.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.
- А р у т ь я н Г. С. О генезисе габброндов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям. — «Известия АН АрмССР. Науки о Земле», 1968, № 5.
- А р х и п о в И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана, 1964 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 113).
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 11.
- А ф а н а с ь е в Г. Д., Б о р и с е в и ч И. В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 3.
- А ф а н а с ь е в Г. Д., П л о ш к о В. В., Ш п о р т И. П. Эклогит передового хребта Северного Кавказа. — «ДАН СССР», 1969, т. 187, № 6.
- Б а з и л е в с к и й А. Т. Экспериментальные исследования в системе дунит—базальт. — «Геохимия», 1968, № 8.
- Б а з и л е в с к и й А. Т. Альпинотипные гипербазиты и хромитовое оруденение. Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1969.
- Б а з и л е в с к и й А. Т., У х а н о в А. В. Температуры плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов. — «Геохимия», 1967, № 12.
- Б а и н и к о в О. Л. Акцессорные хромшпинелиды ультраосновных пород Усть-Бельского массива. — В сб.: Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований. Матер. к конф. молодых ученых и аспирантов ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Б е й л и Э. Г., Б л е й к М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое. — «Геотектоника», 1969, № 3, 4.
- Б е л о у с о в А. Ф., К о ч к и н Ю. Н., П о л ь к о в а З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салапрского края. М., «Наука», 1969.
- Б е л о у с о в В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Б е л о у с о в В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.

- Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии). — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Гильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000). Магадан, 1964 (Тр. Сев.-Вост. компл. науч.-иссл. ин-та АН СССР, вып. II).
- Беммелеп Р. В. Геология Индонезии. ИЛ, 1957.
- Бетехтин А. Г. К изучению месторождений хромистого железняка. — «Зап. ЛГИ», 1934, № 8.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Гостеолиздат, 1951.
- Бетехтин А. Г. Общая характеристика гидротермальных месторождений на Урале. — В кн.: Минералогия Урала, т. I. М., АН СССР, 1954.
- Бетехтин А. Г., Кашин А. С. Минералогия Халловских месторождений хромистого железняка на Юж. Урале. — В сб.: Хромиты СССР, т. I. М.—Л., АН СССР, 1937.
- Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969.
- Бобриневич А. П., Колужный В. А., Смирнов Г. И. Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы. — «ДАН СССР», 1957, т. 115, № 6.
- Богданов П. А. Талассогеоэпиклинали Тихоокеанского кольца. — «Геотектоника», 1969, № 3.
- Богданова М. В., Матвеевко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). — В кн.: Тр. ВНИИ-1, т. XVII, вып. 59. Магадан, 1960.
- Бойд Ф. Р., Инглэнд Дж. Л. Система эвстабит-пироп. В сб.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. Д. Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Борисенко П. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука», 1966.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. — В сб.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.
- Браун Г. Другие минералы. — В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Брэгг У., Кларингтон Г. Кристаллическая структура минералов. М., «Мир», 1967.
- Булыкин Л. Д. Некоторые новые данные о поведении оксидов железа при серпентинизации. — В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969 (Тр. II Уральск. петрогр. совещ., т. II. Ультрабазиты).
- Бурлин Ю. К., Драбкин И. Е., Иванов В. В. Структура северной части Корякско-Камчатской складчатой области. Оrogenические пояса, М., «Наука», 1968.
- Вакс В. Магнитные данные о горизонтальных смещениях ложа Тихого океана. — В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Вардамянц Л. А. Основы стереокопического метода. Ереван, 1947.
- Вардамянц Л. А. Теория федоровского метода. Ереван, 1959.
- Васильев Ю. Р., Велинский В. В., Дмитриев А. Н. Количественная оценка качественных различий химических составов разнотипных гипербазитов (методом логико-дискретного анализа). — «Геология и геофизика», 1971, № 6.
- Васильевская Н. Д. Флористическая характеристика мезозойских и кайнозойских отложений центральной и восточной частей Корякского нагорья. — В сб.: Геология Корякского нагорья. М., 1963.
- Велинский В. В. Как и где образуются магмы? — «Природа», 1969, № 2.
- Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магнезиализации. — «Геология и геофизика», 1970, № 1.
- Велинский В. В., Агафонов Л. В. О находке кальцийсодержащих оливинов в гипербазитах хр. Пекульней на Чукотке. — В сб.: Проблемы петрологии основных и ультраосновных пород. М., «Наука», 1971.
- Велинский В. В., Агафонов Л. В., Пипус Г. В. Кальцийсодержащие оливины форстерит-фаялитового ряда. — «Геология и геофизика», 1971, № 11.
- Велинский В. В., Башиков О. Л. О связи химического состава акцессорных хромшпинелидов с составом материнских пород и сосуществующих силикатов (на примере Усть-Бельского массива на Чукотке). — В сб.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1971.
- Велинский В. В., Меламед В. Г., Шаранов В. Н. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. — «ДАН СССР», 1969, т. 188, № 6.

- В е л и н с к и й В. В., П и п у с Г. В. Оливины с совершенной спайностью в гипербазитах Чукотки. — «ДАН СССР», 1969₁, т. 185, № 4.
- В е л и н с к и й В. В., П и п у с Г. В. Оливины со спайностью и их петрогенетическое значение. — «Геология и геофизика», 1962₃, № 5.
- В и п о г р а д о в А. П. Химическая эволюция Земли. Чтение им. В. И. Вернадского. АН СССР, 1959₁.
- В и п о г р а д о в А. П. Метеориты и земная кора. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1959₂, № 10.
- В и п о г р а д о в А. П. О происхождении вещества земной коры. — «Геохимия», 1961, № 1.
- В и п о г р а д о в А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. — «Геохимия», 1962₁, № 3.
- В и п о г р а д о в А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962₂, № 7.
- В и п о г р а д о в А. П. Происхождение оболочек Земли. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1962₃, № 11.
- В и п о г р а д о в А. П. Газовый режим Земли. — В сб.: Химия земной коры, т. II, 1964.
- В и п о г р а д о в А. П., Я р о ш е в с к и й А. А., И л ь и н Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. — «Геохимия», 1970, № 4.
- Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965.
- В о р о б ь е в а О. А. Оливин. — В кн.: Петрография СССР. Сер. III. Породообразующие минералы. Вып. III. АН СССР, 1938.
- В у д Б., Г р и н д л и Дж., Х а р и н г т о н Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ, 1963.
- Г е л ь м а н М. Л., Н е к р а с о в Г. Е. Мезозойские эфлювты полуострова Тайгунос. — «Геология и геофизика», 1968, № 12.
- Г е н ш а ф т Ю. С., Н а с е д к и н В. В., Ф а р б е р о в А. И., Р я б и н с к и Ю. Н. Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях. — «ДАН СССР», 1970, т. 195, № 2.
- Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Под ред. Л. И. Красного. М., «Недра», 1966.
- Г и н з б у р г И. В. Обзор систематики пироксенов. — В сб.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970.
- Г и н з б у р г И. В., С и д о р е н к о Г. А., Р о г о ч е в Л. Л. О зависимости между главными изоморфными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов. М., 1961 (Тр. минералог. музея АН СССР, № 12).
- Г л а д е п к о в Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье). — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., 1963 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 89).
- Г л а д е п к о в Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья, 1964 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 113).
- Г л а д е п к о в Ю. Б., Л у ц к и н а Н. В. Новые данные о геологическом строении полуострова Озерного на Восточной Камчатке. — «ДАН СССР», 1967, т. 174, № 5.
- Г и н б и д е н к о Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1969.
- Г и н б и д е н к о Г. С., Р о з е н б л ю м И. С. К вопросу о докембри на Северо-Востоке Корякского нагорья. — «ДАН СССР», 1966, т. 167, № 4.
- Г о н и к б е р г М. Г. Высокие и сверхвысокие давления в химии. М., «Наука», 1968.
- Г о р ш к о в Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. — В сб.: Химия земной коры. М., «Наука», 1964 (Тр. геол. конф., посвящ. столетию со дня рождения акад. В. И. Вернадского, т. II).
- Г р и н Д. Х., Р и н г в у д А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Д е м е н ц к а я Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Д е р в и з В. М. Кристаллические породы Северного Сахалина, 1915 (Тр. Геол. ком., пов. сер., вып. 102).
- Д п р У. А., Х а у н Р. А., З у с м а н Д ж. Породообразующие минералы, т. 1, 2. М., «Мир», 1965.
- Д п р У. А., Х а у н Р. А., З у с м а н Д ж. Породообразующие минералы, т. 3—5. М., «Мир», 1966.
- Д м п т р и е в Л. В. Петрохимия интрузивных пород рифтовых долин Индийского океана. М., «Наука», 1966 (Тез. докл. Второго океаногр. конгр.).
- Д м п т р и е в Л. В., Ш а р а с ь к и н А. Я., Ф а р а ф о н о в М. М. Коренные породы рифтовых зон Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии. — «ДАН СССР», 1969, т. 185, № 2.

- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус (Зап. Саяны). — В кн.: Матер. по генет. и экспер. минералогии, т. 1. Новосибирск, 1963.
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов. — «Геология и геофизика», 1964, № 3.
- Добрецов Н. Л., Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. О находке измененных эглогитов в Сусунайском хребте (о. Сахалин). — «ДАН СССР», 1968, т. 178, № 4.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
- Добрецов Н. Л., Курода Й. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в с.-з. части Тихоокеанского складчатого обрамления. — «Геология и геофизика», 1969, № 12.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта СЗ Камчатки. — «ДАН СССР», 1965, т. 160, № 1.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Долматов Б. К., Садреев А. М. О возрасте ультраосновных интрузий Кропоцкого полуострова. Магадан, 1966 (Матер. по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, № 18).
- Драновский Я. А. Современные геосинклинали Тихого океана. — «Геотектоника», 1967, № 1.
- Древинг В. П., Калашников Я. А. Правило фаз. МГУ, 1964.
- Дундо О. П. Мезозойские отложения. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965.
- Дундо О. П., Жамойда А. И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валажнинских радиоларий. — В сб.: Геология Корякского нагорья. М., 1963.
- Егназаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М., 1963.
- Егназаров Б. Х., Дундо О. П., Апикиева Л. И., Русаков И. М., Дегтяренко Ю. П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. «Недра», 1965 (Тр. НИИГА, т. 148).
- Егоров А. Е. Гипербазитовые комплексы Сахалина. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968.
- Егоров А. Е. Геология метаморфических комплексов о. Сахалина. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969.
- Елисеев Б. Н. Материалы по геологии и полезным ископаемым Анадырского края. 1936 (Тр. ВАИ, ГУСМП, т. 48).
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. ЛГУ, 1953.
- Ефимов А. А. Проблема мирового дунита. — В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968 (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол.).
- Ефимов А. А., Иванова Л. П. Метасоматическая зональность в контактах уральских платиноносных дунитов с пироксенитами. — «ДАН СССР», 1963, т. 151, № 6.
- Желязкова-Панайотова М. Д. Минеральные виды хромшпинелидов и их связь с определенными типами ультраосновных пород на месторождении Голято-Камеяка (Родопские горы). — «Вестник МГУ», 1959, № 2.
- Желязкова-Панайотова М. Д. Рассуждения о метаморфизме хромшпинелидов. София, «Наука», 1964.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., АН СССР, 1961.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Закржевский Г. А. Тамватнэйский гипербазитовый массив. — В сб.: Геология Корякского нагорья. М., 1963.
- Зимин С. С. О составе и парагенезисах хромшпинелидов в ультраосновных породах. — «Геология и геофизика», 1963, № 10.
- Зимин С. С. Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере интрузий Сихотэ-Алиня). — В сб.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965.
- Зимин С. С. Некоторые особенности состава и генезиса хромитов. — «Геология и геофизика», 1965, № 4.
- Зимин С. С. Формации гипербазитов и роговообманковых базитов (на примере интрузий юга Дальнего Востока). Автореф. докт. дисс. Новосибирск — Владивосток, 1968.
- Зимин С. С., Старков Г. Н., Афанасьева В. М. К реконструкции состава верхней мантии по данным формационного анализа офиолитов. — «ДАН СССР», 1969, т. 189, № 2.

- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Серебряппиков А. И., Зюзин Н. И. О температурах образования пирротитов и находке троллита в некоторых трапных петрузиях. — «Геология и геофизика», 1966, № 2.
- Иванова В. П. Термограммы минералов. — «Зап. ВМО», вторая серия, 1961, ч. 90, вып. 1.
- Ивайова В. П. Применение термического анализа при петрографических исследованиях. — «Минеральное сырье», 1966, № 18.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская И. Г. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967.
- Ильвицкий М. М., Колбанцев Р. В. Парагенетические типы оливинов и статистический анализ их химизма. — «Зап. ВМО», 1968, ч. ХСVII, вып. 6.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
- Кадик А. А. Состояние H_2O и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при высоких давлениях паров H_2O . — В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965.
- Кадик А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции расплава. — «Геохимия», 1970, № 4.
- Кадик А. А., Ступанов Е. П. Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности. — «Геохимия», 1970, № 1.
- Казницып Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968.
- Кайгородцев Г. Г. Брекчии серпентинитов на западном берегу северной Камчатки. Магадан, 1954 (Матер. по геол. и полезн. ископ. СБ СССР, вып. 8).
- Кайгородцев Г. Г. О взаимоотношении габбро с гипербазитами в Усть-Бельском массиве. Магадан, 1958 (Матер. по геол. и полезн. ископ. СБ СССР, вып. 13).
- Кайгородцев Г. Г. Офолитовые формации хребта Пекульней. Магадан, 1961 (Матер. по геол. и полезн. ископ. СБ СССР, вып. 15).
- Кайгородцев Г. Г. Геологическое строение Усть-Бельского массива в бассейне р. Анадырь. Магадан, 1966₁ (Матер. по геол. и полезн. ископ. СБ СССР, вып. 19).
- Кайгородцев Г. Г. Тектоническое строение и магматизм северной части Корякско-Камчатской области. Автореф. канд. дисс. Якутск, 1966₂.
- Кайгородцев Г. Г. О находке эколитоподобных пород в хр. Пекульней (бассейн р. Анадырь). — «Геология и геофизика», 1966₃, № 4.
- Калинин Д. В. Гидротермальные реакции плагиоклаза с растворами хлоридов в приложении к скарнированию алюмосиликатных пород. — «ДАН СССР», 1966, т. 167, № 4.
- Калинин Д. В. О нижних температурных границах образования тремолита, диоксида и волластонита в гидротермальных условиях (эксперимент. данные). — «Геология и геофизика», 1967, № 1.
- Калинин Д. В., Гордеева В. И., Зятикова В. В., Огнева В. К. О механизме и кинетике реакций образования некоторых силикатов в системах $MgO - SiO_2 - H_2O$. — В сб.: Экспериментальные исследования по минералогии (1968—1969). Новосибирск, СО АН СССР, 1969.
- Кесарев В. В. Движущие силы развития Земли и планет. М., «Недра», 1967.
- Книппер А. Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпийских перидотитов в верхней части земной коры. — В сб.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968 (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол.).
- Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. Эталонные рентгеновские константы ромбических и некоторых моноклиновых пироксенов (новые данные). — В сб.: Матер. к минералогии месторождений полезных ископаемых. ВСЕГЕИ, 1959.
- Коптев-Дворников В. С., Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда. М., 1931 (Тр. Ин-та прикл. минералогии, вып. 47).
- Копылова Л. П., Петухов Е. П. Зависимость параметра элементарной ячейки от содержания окиси магния. — «Зап. Красноярского отд. ВМО», 1968, вып. 1.
- Корнилов Н. А. К минералогии серпентинитов. — «Зап. ВМО», вторая серия, 1961, ч. 90, вып. 5.
- Костов И. Кристаллография. М., «Мир», 1965.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов. М., «Наука», 1970.
- Кропоткин Н. П., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.

- Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарипов В. Н. Плавление пород в условиях слоисто-неоднородной среды и градиента температур. — «Геология и геофизика», 1967, № 12.
- Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955 (Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ.).
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматических формаций. — «Геология и геофизика», 1970, № 9.
- Курнаков Н. С., Черных В. В. Физико-химический анализ змеевиков и хлоритов. — «Зап. Российского минералог. об-ва», 1926, вып. 1.
- Куроода И., Мацухиса И. О кристаллической структуре оливина. — В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. М., «Наука», 1970.
- Куроода И., Шимода С. Предварительное изучение ковалентно-ионной модели структуры оливина. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. I. М., «Наука», 1969.
- Кусков О. Л., Пугин В. А., Хитаров Н. И. Исследование равновесных превращений в системе $MgO - SiO_2 - H_2O$ при высоких температурах и давлениях по термодинамическим данным. — «Геохимия», 1970, № 12.
- Кутюли В. А. Петрохимические особенности базальтов разных формационных типов и состав верхней мантии Земли. — В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968 (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол.).
- Кутюли В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.
- Куширо Н., Йодер Г. С. «мл.» [Реакции между форстеритом и апортитом при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Куширо И., Шейрер Дж. Новые данные по системе диоксид — форстерит — кремнезем. — В сб.: Экспериментальная петрология и минералогия, вып. 62. М., «Недра», 1969.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Леснов Ф. П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород. — В сб.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1971.
- Леснов Ф. П., Зюзин Н. Н., Леснова Э. А. О находке троилита в рудах Чайского никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, 1967 (Матер. к конф. молодых ученых и аспирантов ИГиГ СО АН СССР).
- Леснов Ф. П., Серебрянников А. И. Термостимулированная люминесценция плагноклазов из гетерогенных габброндных пород Анадырьско-Корякской складчатой системы. — «Геология и геофизика», 1972, № 4.
- Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромотоносность Киммерсайского ультраосновного массива на Юж. Урале. — В кн.: Хромиты СССР, т. II. М.—Л., АН СССР, 1940.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты пльчирские и другие. Л.—М., 1936 (Тр. ЦНИИГР. вып. 38).
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Луцкина Н. В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые. Автореф. канд. дисс. Л., 1968.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966 (Тр. Ин-та геологии, вып. 79).
- Маракунев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968.
- Медведева И. Е. Экаогиты. — В сб.: Геохимия, минералогия, петрография. М., 1965.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Михайлов А. Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. Магадан, 1955 (Матер. по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 9).
- Михайлов А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960 (Тр. II петрогр. совещ.).
- Михайлов А. Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа. — В кн.: Тр. ВСЕГЕИ, т. 13. Петрогр. сб., № 4. 1962.
- Михайлов А. Ф. Магматизм западной части Корякского нагорья. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.

- Михайлов А. Ф., Заедипова И. Е. Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 25.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Михеев В. И., Шафрановский И. П. Рентгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов. — Зап. ВМО, вторая серия, 1949, ч. 78, вып. 3.
- Монсеевко У. И., Соколова Л. С., Истомин В. Е. Электрические и тепловые свойства горных пород. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов. — В сб.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964 (МГК, XXII сессия, докл. сов. геол.).
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Урала. М., «Наука», 1967.
- Морковкина В. Ф. Роль тектоники и метасоматических процессов в формировании гипербазитовых поясов складчатых областей. — В сб.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968 (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол.).
- Москалева С. В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Москалева С. В. О структурном положении гарибургитовой формации Урала. — «Сов. геология», 1962, № 12.
- Москалева С. В. О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала). — В сб.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.
- Москалева С. В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций складчатых областей СССР в связи с проблемой верхней мантии. — В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968 (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол.).
- Нарыжний В. И. Интрузивные комплексы Сахалина, 1963 (Тр. СахКНИИ, вып. 15).
- Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока и их металлогеническая характеристика. Магадан, 1964 (Тр. СВКНИИ, вып. 41).
- Нобл Дж. А., Тейлор Х. П. Сопоставление ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом. ИЛ, 1963 (МГК, XXI сессия, вып. II).
- Обручев С. В. Орографический очерк Чукотского округа. 1936 (Тр. Аркт. ин-та, т. 9).
- Павлов А. Л. Термодинамический анализ одной из генетических моделей формирования колчеданных месторождений. — В сб.: Физическое и физико-химическое моделирование магматических рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Павлов Н. В. Химический состав рудообразующих хромшпиделлов южноуральских месторождений в связи с составом вмещающих пород. М., 1941 (Тр. ИГиН АН СССР, сер. рудных месторождений, вып. 47).
- Павлов Н. В. Химический состав хромшпиделлов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М., 1949 (Тр. ИГиН АН СССР, вып. 103, сер. рудных месторождений, № 13).
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрыпина И. И. Хромиты Кимперсайского плутона. М., «Наука», 1968.
- Паламарчук С. Ф., Таштыб С. Докембрий северо-восточного Средиземноморья. 1968 (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол., проблема 4).
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4.
- Пейве А. В., Спицын А. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — «Известия АН СССР», 1950, № 4.
- Пергамент М. А. Пидеорамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. М., «Наука», 1965 (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 118).
- Перчук Л. Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 3.
- Перчук Л. Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11.
- Пинус Г. В., Велиский В. В. Альпийские гипербазитовые пояса западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. — «Геология и геофизика», 1967, № 10.
- Пипус Г. В., Доцова Е. И. Изотопные отношения кислорода оливина ультраосновных пород различного генезиса. — «Геология и геофизика», 1971, № 8.
- Пипус Г. В., Колесник Ю. Н. О метаморфических пироксенитах Тувы. — «Геология и геофизика», 1960, № 3.
- Пипус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966.

- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. М., 1955 (Тр. Тувинской комплекс. экспед. СОПС АН СССР, вып. 2).
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянского складчатой области. М., АН СССР, 1958.
- Плохинский Н. А. Алгоритмы биометрии. МГУ, 1967.
- Плошко В. В., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М., Князева Н. Д., Солдатов А. В. Петрохимия гипербазитов глубоководной впадины Романш. — «Океанология», 1969, т. IX, вып. 5.
- Полевой П. И. Геологические исследования бассейна р. Анадырь. — «Известия Геол. ком.», 1913, т. 32, № 1.
- Полевой П. И. Анадырский край. — «Тр. Геол. ком. Нов. сер.», 1915, вып. 140.
- Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западной Камчатка). — «Геология и геофизика», 1966, № 4.
- Пономарева М. Н., Павлов Н. В., Чупрынина И. И. Определение состава некоторых минеральных видов хромшпинелидов по показателям отражения. — «Рудные месторождения», 1964, № 3.
- Похитайнен В. П. Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки. — «Геология и геофизика», 1967, № 6.
- Похитайнен В. П. Иноцерамы и стратиграфия неокома Анадырско-Корякской складчатой области. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б., Ревин Н. И., Кусков О. Л. Реакция серпентинизации и десерпентинизации. — «Геохимия», 1969, № 10.
- Пущаровский Ю. М. Основные черты Тихоокеанского тектонического пояса. — «Геотектоника», 1965, № 6.
- Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозонд Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.
- Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала. — «Сов. геология», 1949, сб. 40.
- Русakov И. М., Егнazarov Б. X. Стратиграфия мезозойских отложений южного склона восточной части Корякского хребта. Магадан, 1959 (Тр. совещ. по стратигр. Северо-Востока СССР).
- Русakov И. М., Трухалев А. И. Древние геологические образования Корякского хребта, их место и роль в его тектоническом развитии. — В кн.: Уч. зап. по регион. геол., 1964 (Тр. Ин-та геол. Арктики, вып. 3).
- Семенов И. В. Влияние химического состава пироксенов на параметры их элементарной ячейки в зависимости от энергетической характеристики элементов. — «ДАН СССР», 1970, т. 192, № 6.
- Скиннер Б. Дж., Бойд Ф. Р. Глиноземистые энстатиты. — В сб.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Скляр И. Л. Петрография и металлогения ультраосновных пород бассейна р. Анадырь, 1935.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — «Геотектоника», 1968, № 6.
- Соболев В. С. Федоровский метод. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов. — «Геология и геофизика», 1960, № 1.
- Соболев В. С. Федоровский метод. М., «Недра», 1964.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазовосности кимберлитов. — «Геология и геофизика», 1971, № 3.
- Соболев Н. В., Зюзин Н. И. Связь состава альмандин-пироп-гроссуляровых гранатов с их свойствами. — «Геология и геофизика», 1972, № 6.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1952.
- Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. — В сб.: Закономерность размещения полезных ископаемых, т. VI. М., АН СССР, 1962.
- Соболев Н. Д. О слое сима Земли. — «Геология и геофизика», 1963, № 1.
- Соболев Н. Д. Ультраосновные массивы и мантия Земли. — В сб.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964 (МГК, XXII сессия, докл. сов. геол.).
- Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966.
- Соколов Г. А. Просвечиваемость, цвет и химический состав хромшпинелидов. — В кн.: Хромиты СССР, т. II. М.—Л., АН СССР, 1940.
- Соколов Г. А. Хромшпинелиды ультраосновных комплексов (Основные части их химического состава и классификация). — В сб., посвящ. акад. Д. С. Белякину. М., АН СССР, 1946.

- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М., АН СССР, 1948 (Тр. Ин-та геол. наук, вып. 97, сер. рудных месторождений, № 12).
- Стубичан В., Рой Р. Изоморфное замещение и инфракрасные спектры слоистых силикатов. — В сб.: Физика минералов. М., «Мир», 1964₁.
- Стубичан В., Рой Р. Новая интерпретация полос инфракрасного поглощения в слоистых силикатах. — В сб.: Физика минералов. М., «Мир», 1964₂.
- Судловский Г. Н. Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации (на примере Баженовского месторождения хризотил-асбеста). — В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969 (Тр. II Уральск. петрогр. совещ. Т. II. Ультрабазиты).
- Тайер Т. П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами. М., ИЛ., 1963 (МГК, XXI сессия, вып. II. Тектоника и петрография).
- Тарасенко Т. В., Лопатин Б. В., Декин Г. П. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья, 1969 (Матер. по геол. и полезн. ископ. Корякского нагорья).
- Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. М., ИЛ, 1963₁ (МГК, XXI сессия, вып. II).
- Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Сопоставление ультраосновных комплексов ЮВ Аляски и других частей С. Америки и всего мира в целом. М., ИЛ, 1963₂ (МГК, XXI сессия, вып. II).
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000. Отв. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1970.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба 1:2 500 000. Магадан, 1969.
- Тимофеев А. Н., Тимофеева В. В. О физических свойствах дунита. — «Минералог. сб», 1960, № 4 (Тр. Геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 35).
- Титов В. А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. — В сб.: Матер. по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Тихомиров Л. И. Некоторые особенности геологического строения полуострова Тайнос. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1969, т. LXIII, вып. 2.
- Торопов Н. А. Петрографические исследования некоторых феррохромовых плаков и плавленного магнезита. — «Тр. Петрогр. ин-та», 1934, вып. 6.
- Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., «Недра», 1968.
- Удинцев Г. Б. О структуре рифтовой зоны Индийского океана. — «ДАН СССР», 1969, т. 185, № 4.
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Перидотитовые пояса Земли и образование пород верхней мантии и рифтовой зоны Индийского океана. — В сб.: История и перспективы сверхглубокого бурения. М., «Наука», 1966.
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И., Дмитриев Л. В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой. — В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. — В сб.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — «Сов. геология», 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 12.
- Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 3.
- Филиппов Г. В. Петрология и геохимия ультраосновных пород северо-западной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дисс. Красноярск, 1970.
- Фоминих В. Г., Хвостова В. П. О платиноносности дунитов Урала. — «ДАН СССР», 1970, т. 191, № 2.
- Фролов С. М. Серпентиновые минералы гипербазитов Воронежского кристаллического массива. — «Зап. ВМО», 1969, ч. 98, вып. 6.
- Фролов С. М. Гипербазиты Южно-Воронежских сульфидных медно-никелевых месторождений и их метаморфические изменения. Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1970.
- Хауи Р. А. Пироксены метаморфических пород. — В сб.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

- Хесс Х. Х. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). — В кн.: Тр. МГК, XVII сессия. ГОНТИ, 1939.
- Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. — В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Хитаров Н. И. Вопросы петрогепезиса в свете экспериментальных данных. — «Геохимия», 1958, № 6.
- Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугиц В. А. Процесс серпентинизации и связанные с ним вопросы. — В сб.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А. Растворимость воды в расплавах основного и ультраосновного состава при высоких давлениях. Новосибирск, 1968 (Тез. VIII Всесоюз. совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии).
- Черных В. В. К минералогии Байкеновского асбестового месторождения. — В кн.: Матер по общей и прикладной геол., 1930, вып. 151.
- Чернышева В. И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводного хребта. — «Океанология», 1969, вып. 4, IX.
- Чиков Б. М. О поперечных разломах на примере Корякской складчатой области. — «ДАН СССР», 1965, т. 161, № 6.
- Чиков Б. М. Глубинные разломы Корякского нагорья. — «Геотектоника», 1967, № 6.
- Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В сб.: Геология Корякского нагорья. М., 1963.
- Шабнин Л. П. О фассаутовом характере клинопироксена магнетимальных скарнов. — «ДАН СССР», 1969, т. 187, № 6.
- Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магмы и размещение ультрабазитов. — «Сов. геология», 1961, № 8.
- Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магмы. — В сб.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. Заметки о развитии магмы. — «Сов. геология», 1969¹, № 1.
- Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм. — «Сов. геология», 1969², № 2.
- Шейнманн Ю. М. Об условиях образования магм. — «Физика Земли», 1970, № 5.
- Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. «Недра», 1969.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А. О поведении железа при серпентинизации. — «ДАН СССР», 1964, т. 156, № 2.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А. Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов магматических горных пород ряда дунит — гарцбургит на Урале. — В кн.: Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Свердловск, 1965 (Тр. Ин-та геологии УФ АН СССР, вып. 70).
- Штейнберг Д. С., Булыкин Л. Д., Ефимов А. А., Малахов И. А., Фоминых В. Г. Проблемы петрологии ультрабазитов Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969 (Тр. II Уральск. петрогр. совещ. Т. II. Ультрабазиты).
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Булыкин Л. Д., Чащухин И. С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, 1969.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. П. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В сб.: Проблемы связи тектоники магматизма. М., «Наука», 1969.
- Юдин М. И. О природе полосчатых и пегматитовых текстур гипербазитов хребта Борус. — «ДАН СССР», 1957, т. 116, № 5.
- Юдин М. И. Дуниты хр. Борус и их происхождение. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 2.
- Юдин М. И. Оливиновые роговики на р. Кантепир (Зап. Саян). — «Изв. Томск. политех. ин-та», 1961, вып. 120.
- Юдин М. И. Гипербазиты хр. Борус (Западный Саян) и особенности серпентинизации их. — В сб.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965.
- Юшкова-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняков Л. А. К геохимии элементов платиновой группы. — «Геохимия», 1967, № 11.
- Яковлева А. К., Колесников В. В. Особенности высокомагнетимального кумингтонита из ультраосновных пород Колыского п-ова. — «Зап. ВМО», 1967, ч. XCVI, вып. 6.
- Ярошевский А. А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. — В кн.: Химия земной коры, т. 11. М., «Наука», 1964.

- A v i a s C. Note preliminaire sur quelques observations et interpretations nouvelles concernant les peridotites et serpentines de Nouvelle-Caledonie (secteur central). — «Bull. Soc. geol.», 1949, v. XLVI, N 4, 5, 6.
- A v i a s C. Relation mineralogiques at geochimiques ventre les serpentines et peridotites de Nouvelle Caledonie, leurs inclusions leurs enclaves, les roches encaissements. — «Les enchanges de matiers au cours de genese des roches acides et basiques», 1955, v. LXVIII.
- B a c h t i g e r K. Die Thermolumineszenz einiger skandinavischer und nordamerikanischen Plagioklase. — «Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitteln», 1967, bd 47, h. 1.
- B o y d F. R., E n g l a n d J. L. Effect of Pressure on the Melting of enstatite. — «Carnegie Inst. Washington Year Book», 1963₁, N 62.
- B o y d F. R., E n g l a n d J. L. Effect of pressure on the Melting of diopside. $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, and albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ in the range up to 50 kb. — «J. Geophys. Res.», 1963₂, 68, 311—323.
- B o y d F. R. Hydrothermal investigations of amphiboles, in *Researches in Geochemistry*. Wiley, New York, 1959.
- B o w e n N. L., S c h a i r e r I. F. Grunerite from Rockport, Massachusetts and a series of synthetic fluoramphiboles. — «Amer. Mineral.», 1935, N 8, 20.
- B r i n d l e y G. W., Z u s s m a n I. A structural study of the thermal transformation of serpentine minerals to forsterite. — «Amer. Mineral.», 1957, 42.
- B r i n d l e y G. W., Z u s s m a n I. Infra-red absorption data for serpentine minerals. — «Amer. Mineral.», 1959, 44.
- B u n c h T. E., K e i l K., S n e t s i n g e r J. Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. — «Geochimica et Cosmochimica Acta. Meteorites and textites», 1967, 31, 10.
- C a n n I. R. Petrology of ocean floor rocks. — «Tectonophysics», 1969, 7, N 5—6.
- C h a l l i s G. A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. — «J. Petr.», 1965, 6, N 2.
- C h a p m a n Y o u n g I I I. Dislocations in the deformation of olivine. — «Amer. J. Sci.», 1969, 267, N 7.
- D a v i s B. T. C., E n g l a n d J. L. The melting of forsterite up to 50 kilobars. — «J. Geoph. Res.», 1964, 69, N 6.
- D e r o u l e d e A., K i e f f e r F., O b e g i P., T e r M i n a s s i a n L. Thermoluminescence of gammairradiated crystalline quartz. — In: *Radiat. Chemistry*. Budapest, 1964.
- D i e t z R. S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1963, 74.
- F y f e W. S. On the relative stabilities of talc, anthophyllite and enstatite. — «Amer. J. Sci.», 1962, 260, N 6.
- G o l d i n g H. G., B a y l i s s P. Altered chrome ores from the Coolac serpentine belt, new South Wales, Australia. — «Amer. Mineral.», 1968, 53.
- G r e e n D. H. High temperature peridotite intrusions. — In: *Ultramafic and Related Rocks*. Edited by P. J. Wyllie. New York, 1967.
- G r e e n D. H., R i n g w o o d A. Mineral assemblager in model mantle composition. — «J. Geoph. Res.», 1963, 68.
- H a c k m a n B. D. The geology of central and eastren Guadalkanal, British Soloman Island Protectorate. — In: *The Eleventh Pacific Science Congress. Abstracts of Papers*, vol. 4. Tokyo, 1966.
- H a t f i e l d T., R i c h m o n d C. The solubility of monticellite in forsterite. — «Trans. Brit. Ceram. Soc.», 1970, 69, N 3.
- H e s s H. H. A primary peridotite magma. — «Amer. J. Sci.», 1938, 35, 324.
- H e s s H. H. Orthopyroxenes of the Buchveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions. — «Amer. J. Sci.», 1952, Bowen vol., 173.
- H e s s H. H. Stillwater igneous complex, Montana. — «Geol. Soc. Amer.», 1960, Mem. 80.
- H e s s H. H. History of ocean basin in Petrology Studies. — «Geol. Soc. Amer.», 1962, vol. to honor A. F. Buolgington.
- H e s s H. H. Cariben geological investigations. — «Geol. Soc. Amer.», 1966, Mem. 98.
- И л и ч М. О стратиграфском положају и тектонским одликама масива ультрабазиита динарида. — «Геолошки анала Балканског полуострова», 1969, кн. XXXIV.
- И л и ч М., К а р а м а т а С., П о п е в и ч А., С и м и ч. Фелдспатперидотитски стени Шулана (Даковички ультрамофитски масив). — «Геолошки анала Балканског полуострова», 1967, кн. XXXIII.
- I r v i n g E. M. Geological history and petroleum possibilities of the Philippines. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1952, 36, N 3.
- I t o K., K e n n e d y G. C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbars. — «Amer. J. Sci.», 1967, 265, N 6.
- J o d e r H. S., S a l a m a T. G. Olivine x-ray determinative curve. — «Am r. Mineral.», 1957, 42, 475.
- J o p t i n G. A. An interesting occurrence of lawsonite in glaucophane-bearing rocks from New Caledonia. — «Miner. Mag.», 1937, 24, N 157.

- J o p l i n G. A. Petrography of Australian metamorphic rocks. Sydney, 1968.
- K i t a h a r a S., K e n n e d y G. C. The calculated equilibrium curves for some reactions in the system $MgO - SiO_2 - H_2O$ at pressures up to 30 kilobars. — «Amer. J. Sci.», 1967, 265, N 3.
- K o o l h o v e n W. C. B. Het primairvare voorkomen van den Zuid Borneo diamant. — «Verh. Geol. Mijnd. gen.», 1935, v. Ned., Kol., geol., ser. 11, 1934—1936. Publ. Nov.
- K u r o d a J., S h i m o d a S. Olivine with well-developed cleavages. — «J. Geol. Soc. Jap.», 1967, 73, N 8.
- L a n d i s C. A., C o o m b s D. S. Metamorphic belts and orogenesis in southern New Zealand. — «Tectonophysics», 1967, 4, N 4—6.
- L e f e v r e C. Remarques sur la valeur du parametre de la maille des clinopyroxenes. — «Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr.», 1969, 92, N 1.
- M a c - D o n a l d G. A. Dependence of the surface heat flow on the radioactivity of the Earth. — «J. Geoph. Res.», 1964, 69, N 14.
- M a c - G r e g o r I. D. Aluminous diopsides in three phase assemblage diopside solid solution + forsterite + spinel. — «Carnegie Inst. Washington Year Book», 1965, N 64.
- M a y e r H. O. A., B o y d F. R. Inclusions in diamonds. — «Carnegie Inst. Washington Year Book», 1968, 1970.
- M e n a r d H. W. Consolidated slabs on the floor of the Eastern Pacific. — «Deep-Sea Research», 1960, 7.
- M e n a r d H. W. The East Pacific Rise. — «Science», 1960, 132, 1737—1746.
- M i y a s h i r o A. Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts. — «Jap. J. Geol. geography», 1967, 37.
- M o e n k e H. Mineralspektren. Berlin, 1966.
- M u i r O. D., T i l l e y C. E., S c o o n I. H. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. — «Amer. J. Sci.», 1957, 255.
- M ü l l e r W. F., H o r n e m a n n U. Shock-induced planar deformation structures in experimental shock-loaded olivines and in olivines from chondritic meteorites. — «Earth and Planetary science letters», 1969, 7, N 3.
- N o l a n J. Physical properties of synthetic and natural pyroxenes in the system diopside-hedenbergite-acmite. — «Miner Mag.», 1969, 37, N 286.
- O n u k i H. Metamorphic minerals in the ultramafic rocks from Kitakami Mountainland. Forsterite. — «J. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. and Econ. Geol.», 1962, 48, N 4.
- P i n u s G. V., A g a f o n o v L. V., V. V. V e l i n s k y. Eclogite-like rocks of the Anadyr-Koryak folded system. — «Pacific Geology», 1970, N 2.
- R i n g w o o d A. A model for the upper mantle. 2. — «J. Geophys.», 1962, 67, 4473—4477.
- R o e v e r W. P. de Sind die Alpinotypen peridotit-massen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? — «Geol. Rundschau», 1957, 46.
- R o s t F. Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. — «Freibergen Forschungsb.», 1959, N 58.
- S a h a m a T. G., H y t ö n e n K. Calcium bearing magnesium-iron olivines. — «Amer. Mineral.», 1958, 43, N 9, 10.
- S m i t h C. H. Bay of Islands igneous complex, western Newfoundland. — «Canada Geol. Surv. Mem.», 1958, 290, 132.
- T h a y e r T. P. Some critical differences between alpinotype and stratiform peridotite-gabbro Complex. — In: Intern. geol. Congr., Rept. 21, ses. 1960, pt. 13. Copenhagen, 1960.
- T h a y e r T. P. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. — In: Ultramafic and Related Rocks, 1967.
- T h o m p s o n C. S., W a d s w o r t h M. E. Determination of the composition of plagioclase feldspars by means of infrared spectroscopy. — «Amer. Miner.», 1957, 42, 334.
- U f f e n R. I., J e s s o p A. U. The stress release hypothesis of magma formation. — «Bull. volcanol.», 1963, 26, B. V.
- Ultrabasic rocks in Japan. — «J. Geol. Soc. Jap.», 1967, 73, N 12.
- W h i t t a k e r E. J. W., Z u s s m a n I. The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. — «Mineral. Mag.», 1956, 31, N 233.
- W o l f e W. T. The Blue River ultramafic intrusion. Cassiar district British Columbia. — «Geol. Surv. of Canada», 1965, paper 64—48.
- W y l l i e P. I. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. — «Tectonophysics», 1969, 5—7.
- W y l l i e P. I. The ultramafic belts. The Earth's crust and upper Mantel. Washington, 1969.
- W y l l i e P. I. Ultramafic rocks and the upper Mantle. — «Mineral. Soc. Amer.», special public., 1970, N 3.

П Р И Л О Ж Е Н И Е 1

**Химические и спектральные анализы
горных пород**

Дуниты

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	П. п. п.	Сумма	F	Место взятия образца (массив)
1	36,05	н. д.	2,19	0,20	2,59	6,18	0,09	н. о.	н. д.	44,03	н. д.	0,10	0,05	н. д.	0,78	н. д.	н. д.	н. д.	7,80	100,06	9,7	Усть-Бельский
3*	34,55	»	1,93	0,40	5,85	5,22	0,28	0,07	»	38,95	0,30	0,16	0,11	»	0,95	»	»	»	10,74	99,51	13,0	»
57	40,87	н. о.	0,93	0,32	н. о.	7,33	0,12	0,27	»	43,70	1,21	0,07	н. о.	0,03	н. о.	»	»	»	5,59	100,44	8,6	»
101*	34,85	»	2,39	0,33	3,15	5,78	0,12	0,25	»	41,78	0,24	0,04	0,02	0,06	0,40	»	0,08**	»	10,51	99,92	10,5	»
105	40,80	»	1,06	0,30	0,93	6,18	0,10	0,24	»	42,65	1,21	0,12	0,01	0,02	0,20	»	0,22**	»	6,02	99,84	8,5	»
116	41,39	»	3,05	0,33	0,25	6,98	0,10	0,20	»	38,30	2,42	0,30	н. о.	0,06	0,10	»	н. д.	»	6,58	100,06	9,6	»
134	40,40	»	0,53	0,33	0,44	6,82	0,12	0,24	»	44,74	0,24	0,05	»	0,04	н. о.	»	0,43**	»	5,67	99,62	8,3	»
254*	35,36	0,06	1,06	0,64	4,04	5,73	0,16	0,38	»	42,65	0,48	н. о.	»	0,06	0,73	»	н. д.	»	8,93	100,28	11,0	Пекульнейский
165д*	40,60	н. о.	2,39	н. о.	2,74	7,49	0,16	0,12	»	36,30	5,34	0,10	0,03	0,05	0,46	»	»	»	4,32	100,16	13,3	Янранайский
169	35,82	»	1,06	0,16	2,44	5,58	0,13	0,19	»	43,89	0,24	н. о.	н. о.	0,06	0,92	»	»	»	9,54	100,02	9,0	»
194*	35,20	0,12	0,77	1,03	4,47	4,92	0,17	0,23	0,04	40,67	1,44	»	»	0,11	1,36	»	»	»	9,41	99,94	11,0	Г. Красная
308а	41,15	сл.	0,71	0,36	1,31	5,91	0,11	0,25	0,02	45,52	0,28	0,10	0,05	0,06	0,10	»	»	»	3,30	99,24	8,0	Г. 1064
309	39,42	0,20	н. о.	2,02	0,17	6,36	0,09	0,25	0,03	50,20	н. о.	0,04	0,01	сл.	0,08	»	»	»	1,22	100,09	6,8	»
309б*	39,15	н. о.	0,37	1,79	2,64	7,71	0,14	0,19	0,02	45,83	0,28	0,05	0,07	0,02	0,10	»	»	»	1,35	99,89	11,2	»
501	34,80	»	0,24	1,20	2,83	3,49	0,11	0,25	0,01	43,32	0,28	0,08	0,07	0,01	0,60	»	»	»	12,95	100,24	7,3	»
326в	39,65	0,03	0,35	0,44	3,27	4,23	0,11	0,25	0,01	44,93	0,14	0,13	0,06	0,06	0,15	»	»	»	7,00	100,81	8,2	Чирынайский
335*	36,05	н. о.	0,93	5,00	4,14	7,28	0,19	0,27	0,02	44,22	сл.	0,07	0,08	0,01	0,20	»	»	»	1,35	99,81	12,3	»
335а	43,57	0,06	0,52	0,46	0,51	7,20	0,13	0,28	0,02	46,55	0,14	сл.	0,01	н. д.	0,20	»	»	0,05**	0,44	100,14	8,4	»
363	43,16	0,06	0,37	0,44	0,67	7,42	0,13	0,28	0,02	47,00	0,14	0,01	0,01	»	0,15	»	»	0,01**	0,87	100,74	8,7	»
415б	39,50	н. о.	0,24	0,45	2,97	5,09	0,14	0,27	0,02	43,21	1,39	0,04	0,08	0,01	0,30	»	»	н. д.	6,05	99,70	9,2	»
415в	37,70	0,03	0,35	0,56	2,63	6,57	0,11	0,25	0,02	46,55	0,14	0,11	0,06	0,11	н. о.	»	»	»	4,50	99,69	9,6	»
416а	37,65	н. о.	0,15	0,49	1,20	5,53	0,09	0,29	0,02	46,83	сл.	0,04	0,06	0,01	0,45	»	»	»	6,90	99,71	7,4	»
416б	37,78	0,03	0,90	0,32	2,60	4,26	0,14	0,34	0,02	45,81	0,14	0,06	0,06	0,03	0,05	»	»	»	8,06	100,60	6,2	»

Примечание. * — в табл. 1, 2 и 3 анализы пород метасоматического генезиса. ** — здесь и далее компоненты, не включенные в сумму анализа. Обр. 1 и 3 — по данным Кайгородцева (1966).

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	N a ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
I	38,73	0,03	0,78	0,32	4,83	3,80	0,10	0,15	н. д.	39,70	0,93	0,22	0,10	0,04	0,74
III	41,92	0,04	2,11	0,52	3,02	4,09	0,14	0,28	,,	36,90	0,54	0,51	сл.	н. о.	0,70
IV	39,30	0,08	1,80	0,34	2,79	4,26	0,19	0,89	,,	36,52	0,90	0,03	0,02	н. д.	0,64
V	39,14	0,05	1,22	0,48	5,84	2,27	0,08	0,16	,,	36,70	0,83	0,34	0,14	0,06	0,82
704a	41,65	0,06	1,97	0,42	3,01	4,67	0,11	0,24	0,01	39,05	1,12	0,13	0,06	0,10	0,05
336	39,30	0,05	1,42	0,46	5,11	2,58	0,12	0,16	н. д.	37,75	0,60	0,14	сл.	0,03	0,76
4	39,83	0,01	0,64	0,44	4,06	3,91	0,09	0,39	,,	41,51	0,60	0,13	0,12	н. д.	1,20
5	42,61	0,52	1,75	0,37	2,50	6,37	0,12	0,30	,,	43,04	0,93	0,25	0,18	,,	0,22
6*	41,54	0,06	3,38	н. д.	0,82	7,59	0,12	н. д.	,,	39,77	2,08	0,35	0,16	0,02	0,13
7	42,79	н. д.	1,26	0,12	1,78	6,18	0,14	0,27	,,	43,72	0,11	0,03	0,30	н. д.	0,43
8	39,45	0,10	0,92	0,51	3,78	4,04	0,08	0,21	,,	37,95	0,69	0,13	0,07	,,	0,87
10	42,81	н. о.	2,92	0,33	н. о.	7,54	0,12	0,24	,,	39,52	2,66	0,29	0,03	0,02	н. о.
22	42,70	,,	1,06	0,26	0,14	7,16	0,08	0,25	,,	44,48	0,36	0,06	н. о.	0,04	,,
126	42,50	,,	0,93	0,14	0,74	6,32	0,11	0,27	,,	45,48	0,26	0,10	0,04	0,05	,,
36a	40,46	0,01	1,03	н. д.	1,00	4,72	0,19	н. д.	,,	40,37	1,32	0,04	0,03	0,25	0,49
404B*	40,11	0,03	1,97	0,48	5,82	7,66	0,26	0,13	0,02	32,09	1,96	0,11	0,07	0,03	0,10
406*	40,36	0,10	7,09	0,54	1,69	6,71	0,14	0,03	0,02	29,20	4,73	0,09	0,01	0,11	0,88
183a	38,86	н. о.	1,13	0,44	4,85	3,41	0,12	0,23	0,03	37,64	0,84	н. о.	н. о.	0,07	0,30
191	40,26	0,03	1,07	0,39	4,19	3,41	0,12	0,23	0,02	36,86	0,96	,,	,,	0,07	0,22
80д*	47,48	0,07	1,39	0,36	0,78	11,42	0,24	0,05	0,03	34,09	1,26	,,	,,	0,13	0,14
80е*	46,42	0,02	1,13	0,60	2,20	9,12	0,21	0,11	0,03	36,08	0,84	,,	,,	0,02	0,18
190a*	45,66	0,05	1,39	0,39	2,00	12,79	0,26	0,10	0,04	31,93	0,66	,,	,,	0,04	0,18
195a	37,62	0,07	0,77	0,36	3,72	3,63	0,11	0,23	0,02	41,36	н. о.	,,	,,	0,07	0,40
197a*	44,46	0,11	1,39	0,54	2,11	10,99	0,16	0,09	0,05	35,39	0,84	,,	0,12	0,07	0,24
263*	35,95	0,13	4,55	н. д.	9,99	6,89	0,21	н. д.	н. д.	30,46	1,87	0,19	0,08	0,02	н. д.
326a	37,15	н. о.	0,14	0,09	2,01	5,53	0,14	0,28	0,02	44,88	0,28	0,04	0,07	0,01	0,30
328	41,40	0,03	0,27	0,48	1,94	5,69	0,08	0,25	0,02	45,82	0,14	0,12	0,07	0,05	0,10
333*	42,65	н. о.	1,17	0,36	1,51	9,60	0,14	0,23	0,02	42,62	0,28	0,04	0,06	сл.	0,15
333a	41,05	0,03	1,07	0,40	1,93	6,13	0,11	0,23	0,01	42,75	0,28	0,15	0,08	0,09	0,05
4146	40,90	0,09	1,17	0,50	2,75	5,11	0,11	0,32	0,02	43,41	0,14	0,12	0,07	0,05	0,20
415a	42,00	н. о.	0,40	0,34	3,31	6,11	0,09	0,28	0,02	44,62	0,28	0,06	0,06	0,01	0,30
415r	40,80	0,09	0,27	0,48	2,75	5,40	0,14	0,25	0,02	45,66	0,14	0,12	0,06	0,05	н. о.
417a	41,90	0,03	1,79	0,40	1,13	6,42	0,11	0,28	0,01	45,23	0,28	0,15	0,07	0,05	,,
418б	40,90	0,03	0,18	0,29	2,60	6,03	0,14	0,29	0,02	43,59	0,14	0,06	0,06	0,03	,,
418д	42,00	0,03	0,90	0,37	1,73	6,53	0,18	0,23	0,02	41,17	0,14	0,11	0,06	0,05	,,
419a	41,50	0,03	1,00	0,37	1,94	5,69	0,17	0,32	0,01	45,01	0,28	0,15	0,07	0,08	0,10
420	41,00	0,09	0,53	0,26	1,48	6,42	0,14	0,25	0,01	44,32	0,14	0,13	0,08	0,05	0,10
161б	41, 3	0,02	1,11	0,91	3,77	2,66	0,19	н. д.	н. д.	36,96	0,13	0,01	0,01	н. о.	2,13**
176—5	41,59	0,05	0,20	0,63	4,24	2,54	0,44	,,	,,	38,00	0,43	0,02	0,01	,,	1,08**
400	39,09	сл.	1,92	1,41	4,08	3,58	0,24	,,	,,	37,54	0,29	0,13	сл.	0,03	1,01**

ГНТЫ

H_2O^+	CO_2	SO_3	П. п. п.	Сумма	F	Место взятия образца (массив)	Литература
9,40	0,65	$S=0,03^{**}$	$V_2O_5=0,08$	100,63	10,4	Мыс Валижген, г. Длинная	Михайлов, 1963
8,33	0,45	0,07	$S=0,40,$	100,02	9,4	Там же	„
н. д.	0,46	0,43	11,39	100,09	9,5	„	„
11,35	0,46	$S=0,03$	$V_2O_5=0,10$	109,07	10,3	„	„
н. д.	н. д.	н. д.	7,10	99,75	9,6	„	Михайлов, 1963
11,40	0,02	$S=0,02$	н. д.	99,92	9,6	Куюльский	
6,98	н. д.	н. д.	„	99,91	9,2	Усть-Бельский	
1,00	„	„	„	100,16	10,2	„	Кайгородцев, 1966
н. д.	„	„	3,09	99,11	10,5	„	
„	„	„	3,00	100,13	9,1	„	„
„	„	„	11,47	100,27	9,9	„	„
„	н. о.	„	3,43	99,91	9,7	„	„
„	0,22**	„	3,33	99,92	8,5	„	
„	0,22**	„	3,12	100,06	7,8	„	
„	н. д.	„	9,90	99,81	7,1	Тамватэйский	
„	„	„	8,73	99,57	18,4	М-в Бассейна р. Лозовки	
„	„	„	8,87	100,57	13,7	Там же	
„	„	„	12,18	100,10	10,4	Мало-Научирынайский	
„	„	„	11,84	99,67	9,8	„	
„	„	„	2,17	99,61	16,7	Г. Красная	
„	„	„	2,82	99,78	14,8	Там же	
„	„	„	4,10	99,59	20,5	„	
„	„	„	11,16	99,52	8,6	„	
„	„	„	3,32	99,88	16,9	„	
8,63	„	„	н. д.	98,97	22,7	„	
н. д.	„	„	8,75	99,69	8,5	Чирынайский	Михайлов, 1959
„	„	„	4,20	100,66	8,4	„	
1,61	„	„	н. д.	100,44	12,6	„	
н. д.	„	„	5,05	99,41	9,3	„	
„	„	„	5,60	100,56	9,0	„	
„	„	„	2,80	100,68	10,3	„	
„	„	„	4,75	100,98	8,9	„	
„	„	„	2,30	100,15	8,4	„	
„	„	„	6,27	100,63	9,7	„	
„	„	„	6,15	99,67	9,9	„	
„	„	„	3,00	99,72	8,5	„	
„	„	„	4,20	99,20	8,9	„	
„	0,50**	„	13,07	100,07	8,5	Правобережье р. Хатырки	Михайлов, 1959
„	0,33**	„	12,06	100,21	8,5	Там же	„
„	0,24**	„	12,32	100,63	9,9	„	„

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
605	41,62	0,05	1,10	0,39	1,10	6,28	0,11	0,28	0,02	40,30	1,42	0,06	0,01
684p*	35,10	0,04	1,55	0,40	4,11	6,20	0,21	0,24	н. д.	36,16	0,51	0,05	0,05
72	39,76	0,04	1,53	0,36	3,34	4,13	0,13	0,13	»	38,80	1,55	0,34	0,07
1122	38,78	0,06	2,07	0,75	5,27	2,51	0,12	н. д.	»	34,93	2,89	0,07	
621	39,30	0,05	1,35	0,39	2,36	4,74	0,11	0,25	0,02	38,10	1,42	0,08	0,01
621a	37,76	сл.	1,10	0,32	3,38	4,13	0,09	0,22	0,02	38,10	1,18	0,06	0,01
9	39,30	0,12	5,80	н. д.	3,14	3,59	0,08	н. д.	н. д.	38,70	2,00	0,14	0,09
10	42,82	0,08	2,58	0,39	3,70	5,09	0,10	0,32	»	39,34	2,82	0,26	0,16
34	41,23	н. о.	1,86	0,20	1,75	5,60	0,12	0,24	»	41,26	1,21	0,20	0,05
104	43,36	»	1,46	0,20	1,32	5,87	0,12	0,25	»	39,82	1,57	0,05	н. о.
109	41,20	»	1,33	0,33	1,71	5,17	0,10	0,27	»	40,39	1,45	0,07	0,03
110	42,94	»	2,12	н. д.	1,25	6,32	0,12	н. д.	»	42,78	0,85	0,06	0,03
110a	41,21	»	1,59	0,14	2,47	5,03	0,14	0,19	»	42,03	1,21	0,03	0,01
112a	43,67	»	2,12	0,20	н. о.	7,71	0,14	0,27	»	42,65	1,82	0,11	н. о.
219	35,86	0,03	1,33	0,36	2,91	5,14	0,15	0,18	»	41,39	0,73	н. о.	»
121*	39,70	0,01	2,05	н. д.	4,05	5,72	0,30	н. д.	»	37,24	1,81	»	0,02
134	37,46	0,01	2,05	»	2,99	4,29	0,06	»	»	36,90	3,73	»	н. о.
150	40,20	0,01	2,05	»	3,09	4,72	0,19	»	»	38,33	2,64	0,04	0,01
222—1	38,66	0,30	2,04	0,17	5,00	3,26	0,13	»	»	37,80	1,09	0,08	н. д.
153—1*	36,74	0,29	3,66	0,06	9,21	10,66	0,28	»	»	29,80	2,60	0,19	0,02
337	40,00	0,97	0,38	0,48	1,42	7,52	0,20	0,29	0,02	43,93	0,14	0,07	0,06
340	41,96	0,03	2,15	0,52	2,20	5,98	0,17	0,23	0,02	38,54	1,96	0,12	0,06
412a*	47,54	0,13	1,25	0,58	2,84	9,92	0,11	0,05	0,02	32,80	2,26	0,19	0,09
557—3*	47,34	0,05	0,50	0,34	1,32	8,70	0,23	0,09	0,03	34,52	1,77	0,09	0,03

Примечание. Здесь и далее ссылкой без указания года обозначены анализы, заим

Таблица 3

ЛИТЫ

P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	И.п.п.	Сумма	F	Место взятия образца (массив)	Литература
0,15	0,20	н. д.	н. д.	н. д.	7,35	100,44	9,3	Мыс Валижген	По данным П. Н. Янчук
н.о.	0,72	11,80	1,17	0,13	1,84	100,28	13,3	»	
0,06	0,66	9,57	0,02	S=0,02**	н. д.	100,59	9,3	Куьюльский	Михайлов, 1963
0,04	1,18	10,24	0,88	V ₂ O ₅ =0,01	»	99,80	10,4	»	»
0,16	0,44	н. д.	н. д.	н. д.	11,63	100,41	9,2	»	
0,31	0,32	»	»	»	13,29	100,29	9,5	»	
0,02	0,20	»	»	»	6,45	99,63	8,5	Усть-Бельский	Кайгородцев, 1966
н.д.	0,48	2,27	»	»	н. д.	100,41	10,7	»	»
0,04	0,18	н. д.	0,32**	»	5,62	99,56	8,9	»	
0,04	0,28	»	0,22**	»	5,47	99,81	9,0	»	
0,03	н.о.	»	н. о.	»	7,97	100,05	8,6	»	
н.о.	0,40	»	н. д.	»	2,26	99,13	8,9	»	
0,04	0,34	»	0,22**	»	6,33	100,76	8,9	»	
0,03	н.о.	»	0,22**	»	1,31	100,03	9,2	»	
0,03	0,93	»	н. д.	»	10,33	99,37	9,4	Пекульнейский	
0,06	0,69	»	»	»	8,28	99,93	12,3	Тамватнэйский	
0,05	0,89	»	»	»	11,52	99,95	9,7	»	
0,11	0,61	»	»	»	7,84	99,84	9,8	»	
н.д.	н.д.	»	»	»	12,34	100,87	10,3	»	Михайлов, 1959
0,02	»	»	»	»	7,10	100,63	26,4	Г. Красная	
0,03	0,10	»	»	»	4,63	100,24	10,1	Чирынайский	
0,08	н.о.	»	»	»	6,03	100,05	10,5	»	
0,05	»	»	»	»	2,00	99,83	17,6	»	
0,24	0,14	»	»	»	4,83	100,22	13,8	»	

ствованные из неопубликованных источников.

В е р

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
169 ^a	42,76	н. о.	1,33	0,32	0,53	6,68	0,13	0,15	н. д.	35,25	8,26	0,25	0,04
19	46,11	0,16	3,29	н. о.	3,10	4,30	0,12	н. о.	,,	24,11	15,11	н. д.	0,14
242 ^a	44,00	0,23	2,36	0,22	2,90	4,85	0,13	0,07	,,	26,87	12,14	0,16	0,01
264	48,16	0,12	2,49	0,40	1,86	4,55	0,14	0,07	,,	22,11	16,74	0,21	н. о.
Без номера	39,05	0,31	7,17	н. д.	6,10	5,29	0,17	н. д.	,,	23,73	9,72	0,10	,,
214	42,72	0,04	4,00	,,	5,42	5,01	0,38	,,	,,	25,35	10,46	0,20	0,01
101-1	43,86	0,05	4,00	,,	6,58	6,57	0,41	,,	,,	20,51	14,08	н. о.	0,02
327	47,45	н. о.	1,25	0,22	4,14	4,51	0,14	0,04	0,01	23,65	12,95	0,15	0,07
Без номера	49,96	0,49	2,26	н. о.	1,44	4,46	0,16	н. д.	н. д.	20,07	19,18	0,10	0,27
0533	40,42	0,15	2,73	,,	8,10	5,91	0,23	,,	,,	26,74	7,18	0,16	сл.

Серпек

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
IV	39,56	0,03	1,00	0,32	5,22	1,98	0,10	0,16	н. д.	37,34	0,68	0,28	0,08	0,05
419 ^a	38,64	0,09	1,38	н. д.	6,56	2,00	0,12	н. д.	,,	36,20	0,54	1,02	0,40	0,25
113 ^a	33,26	0,08	0,15	0,19	4,17	0,19	0,06	,,	,,	42,74	0,29	н. о.	н. о.	0,01
125 ^б	32,93	0,06	0,03	0,44	4,38	0,58	0,06	,,	,,	41,73	0,41	0,12	н. д.	0,01
2015	40,70	0,06	1,84	0,37	5,38	2,25	0,08	0,25	,,	36,43	1,12	0,07	0,06	н. д.
47	39,60	0,05	2,77	1,21	4,10	2,85	0,13	н. д.	,,	34,78	1,91	0,04	н. д.	0,04
143	36,85	0,04	1,97	1,40	4,20	2,44	0,11	,,	,,	38,25	0,78	0,77	,,	0,03
618 ^б	40,29	0,04	2,37	н. д.	5,59	1,78	0,07	,,	,,	35,06	0,09	0,49	0,40	0,01
165 ^с	35,26	н. о.	2,65	0,05	7,78	6,68	0,20	0,08	,,	35,08	0,72	0,10	0,05	0,06
192	37,16	сл.	2,76	н. д.	2,92	3,74	0,11	н. д.	,,	37,26	1,94	0,03	н. о.	сл.
210-10	39,08	,,	1,88	,,	6,42	1,58	0,01	,,	,,	37,67	0,17	0,14	,,	0,01
25	37,46	0,01	1,03	,,	2,89	3,57	0,19	,,	,,	38,48	1,31	0,05	0,03	0,08
152 ^a	33,22	0,01	1,03	,,	4,93	2,43	0,19	,,	,,	39,02	1,56	н. о.	н. о.	0,06
158 ^a	39,70	0,01	1,03	,,	3,92	1,72	0,28	,,	,,	34,05	2,65	0,04	0,02	0,92
183 ^б	40,62	н. о.	0,98	0,39	4,13	2,23	0,06	0,25	0,03	37,46	0,48	н. о.	н. о.	0,09
198 ^б	38,66	0,02	3,29	0,57	7,32	2,66	0,11	0,18	0,02	32,72	2,77	,,	,,	0,02
291	36,23	сл.	1,60	н. д.	4,87	2,34	0,12	н. д.	н. д.	39,02	0,21	0,16	0,06	сл.
84 ^a	34,04	0,05	0,77	0,76	4,01	3,27	0,14	0,09	0,02	41,10	0,60	н. о.	н. о.	0,07
190	35,02	0,05	0,77	0,57	12,57	4,60	0,23	0,13	0,04	33,05	н. о.	,,	,,	0,02
0655	30,09	сл.	3,33	1,68	5,53	2,73	0,21	н. д.	н. д.	40,79	0,51	0,13	сл.	0,05

Таблица 4

Л И Т Ы

P_2O_5	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	SO_2	П. п. п.	Сумма	F	Место взятия образца (массив)	Литература
0,06	0,50	н. д.	н. д.	н. д.	3,82	100,08	10,2	Янранайский	Богидаева, 1960
н. о.	0,32*	„	„	„	3,50	100,16	14,0	Пекульнейский	
0,06	0,50	„	„	„	5,20	99,70	13,5	„	
0,03	0,26	„	„	„	3,06	100,20	13,7	„	По данным Г. А. Закржевского
0,01	н. д.	„	„	0,02	8,72	100,39	20,3	Тамватнэйский	
0,05	0,58	„	„	н. д.	5,60	99,82	18,0	„	По данным В. Г. Силкина
0,06	0,46	„	„	„	3,39	99,99	25,4	„	По данным И. М. Русакова
0,01	0,55	„	„	„	4,55	99,69	16,4	Чырынайский	
0,01	0,19*	„	„	„	2,05	100,45	13,8	Правобережье р. Хатырки	
0,01	1,16*	„	„	„	8,80	100,43	21,7	Там же	Михайлов, 1959

Таблица 5

Т И Н И Т Ы

H_2O^-	H_2O^+	CO_2	SO_2	П. п. п.	Сумма	F	Место взятия образца (массив)	Литература
1,06	11,54	0,20	$S=0,01$	$V_2O_5=0,09$	99,70	9,2	Маметчинские горы	Михайлов, 1963
0,68	12,32	н. д.	н. д.	н. д.	100,20	10,9	Понтонейские „	„
2,74	14,72	1,39	„	„	99,99	4,9	Таловские „	„
2,99	14,66	1,08	„	„	99,48	5,8	„ „	„
0,66	10,60	0,57	$S=0,05$	$V_2O_5=0,04$	100,53	10,0	Куюльский	„
1,82	10,62	0,41	$V_2O_5=0,02$	н. д.	100,35	9,5	„	„
1,60	11,69	0,82	$V_2O_5=0,02$	„	100,27	8,3	„	„
1,02	13,16	н. д.	н. д.	„	100,37	9,8	„	Михайлов, 1959
0,72	н. д.	„	„	10,30	99,73	18,0	Янранайский	Михайлов, 1959
н. д.	„	„	0,06	14,68	100,66	8,6	Тамватнэйский	
„	„	„	0,05	13,62	100,63	9,8	„	
0,77	„	„	н. д.	13,67	99,55	8,3	„	„
0,85	„	„	„	16,20	99,50	9,2	„	
1,27	„	„	„	13,93	99,54	7,9	„	
0,18	„	„	„	12,85	99,75	8,2	Мало-Научирынайский	„
0,18	„	„	„	11,25	99,77	13,7	„	
н. д.	„	„	сл.	15,01	99,62	8,9	„	
0,50	„	„	н. д.	14,32	99,74	8,6	Г. Красная	Михайлов, 1959
0,32	„	„	„	12,65	100,02	21,3	„	
2,02**	„	1,36**	„	15,56	100,61	9,5	Правобережье р. Хатырки	

Метасоматические

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Б р о н з и													
713	55,50	н.о.	1,11	0,40	4,61	3,16	0,17	н.д.	н.д.	32,99	1,46	0,08	
319	53,12	0,20	0,30	0,25	н.о.	11,78	0,25	0,03	0,03	31,30	0,95	0,08	0,02
507-3	54,40	н.о.	0,40	0,40	1,32	8,30	0,14	сл.	0,005	31,55	1,39	0,06	0,08
80Г	54,78	0,03	0,72	0,22	0,94	12,20	0,20	0,02	0,01	28,86	0,70	0,09	0,07
196В	54,25	н.о.	0,93	0,32	1,14	10,33	0,14	сл.	сл.	29,75	1,39	0,21	0,08
411В	55,30	»	1,30	0,37	0,52	8,73	0,11	н.о.	»	30,75	1,85	0,09	0,08
327а	54,00	0,09	1,97	0,50	1,83	10,37	0,06	0,10	0,01	30,03	1,20	0,17	0,08
334д	54,50	0,03	1,07	0,72	0,25	5,57	0,02	0,05	0,01	36,83	1,12	0,17	0,08
Д и о п													
100	41,11	1,15	12,47	н.д.	3,16	10,70	0,22	н.д.	н.д.	9,80	16,20	0,58	0,06
51	52,27	0,07	3,10	0,32	0,97	4,20	0,11	0,06	»	20,12	17,64	0,11	0,11
312	52,40	0,09	1,97	н.д.	0,97	3,45	0,13	н.д.	»	16,99	22,99	0,64	0,26
253	49,06	0,16	2,44	0,72	1,96	2,13	0,11	0,06	»	20,07	19,18	0,27	н.о.
165ж	48,24	0,16	3,57	0,72	2,23	2,35	0,12	0,04	»	17,45	21,56	0,20	0,05
165з	41,28	0,30	12,84	0,19	3,13	5,58	0,11	0,04	»	14,48	17,24	0,15	н.о.
169б	49,68	н.о.	2,12	0,40	2,09	1,54	0,12	0,04	»	19,20	21,36	0,25	„
116	45,54	0,04	4,00	н.д.	5,23	3,57	0,30	н.д.	»	21,03	15,04	н.о.	0,02
185ж	49,44	0,10	2,36	0,36	1,90	5,32	0,15	0,06	0,03	21,63	14,08	0,22	н.о.
215	43,76	0,04	2,97	н.д.	6,85	6,01	0,38	н.д.	н.д.	20,42	13,47	0,40	0,03
413е	51,16	0,06	1,67	0,24	1,54	4,75	0,17	0,01	0,08	19,61	18,20	0,14	0,02
553	46,30	0,13	7,50	0,80	1,74	2,92	0,11	0,08	0,01	26,72	7,88	0,58	0,08
724-1	42,82	0,23	3,63	н.д.	1,95	3,82	0,14	н.д.	н.д.	20,28	18,26	0,63	0,14
В е б с т е													
321е	54,25	н.о.	1,40	0,32	1,14	10,33	0,16	н.о.	0,01	25,95	5,86	0,08	0,07
322	52,60	0,03	0,54	0,39	1,77	10,22	0,08	0,02	сл.	27,52	5,76	0,12	0,08
508-2	52,45	н.о.	0,72	0,30	3,17	7,71	0,11	н.о.	0,01	21,00	13,41	0,15	0,07
77Г	51,46	0,07	1,08	0,54	1,58	11,78	0,28	0,04	0,02	29,16	1,32	н.о.	н.о.
110б	46,11	0,35	11,30	0,04	0,27	4,41	0,15	0,06	н.д.	19,24	14,28	1,15	0,15
174	52,10	0,06	2,15	0,11	2,15	6,11	0,14	н.о.	сл.	19,09	15,93	0,21	0,08
М о н о м н е р а л ь н а я а м ф и													
103	43,76	0,76	11,04	0,02	0,13	4,30	0,06	0,10	н.д.	21,93	10,41	2,43	0,30
Г р а н а т с о д е р ж а щ и е (эклогиты)													
Без номера	41,75	2,76	13,33	н.д.	3,99	12,91	0,23	н.о.	н.д.	8,75	12,25	1,59	0,05
250а	39,82	0,47	23,77	н.о.	3,49	4,99	0,11	0,01	»	5,66	18,44	0,56	0,08
255	36,86	0,16	19,46	0,07	3,05	4,70	0,14	0,03	»	13,58	18,46	0,16	н.о.
Без номера	38,05	0,40	18,41	н.д.	6,05	5,91	0,15	н.о.	»	10,77	15,73	0,41	0,21
78а	44,96	0,16	14,54	0,20	0,99	3,52	0,08	0,01	0,01	10,99	20,94	0,22	н.о.
182Г	35,20	1,17	16,52	0,01	5,53	17,47	0,19	н.о.	0,01	8,84	10,06	0,03	0,07

апогнербазитовые породы

F_2O_3	H_2O	H_2O^+	CO_2	SO_2	П.п.п.	Сумма	F	Место взятия образца (массив)	Литература
Т И Т Ы									
н.д.	0,22	н.д.	н.д.	н.д.	0,67	100,37	11,2	Мыс Валижген	По данным Н. М. Янчук
0,06	0,08	»	»	»	2,00	100,45	17,5	Бассейн р. Лозовки	
0,01	0,35	»	»	»	1,00	99,41	14,4	Там же	
0,03	0,10	»	»	»	1,39	100,36	20,3	Г. Красная	
0,01	0,05	»	»	»	1,74	100,34	16,0	»	
0,01	н.о.	»	»	»	0,97	100,19	14,3	»	
0,05	,,	»	»	»	0,50	100,96	18,2	Чирынайский	
0,05	,,	»	»	»	0,20	100,66	8,2	»	
С П Д И Т Ы									
0,10	0,21	3,81	н.д.	н.д.	н.д.	99,57	43,8	Понтонейские горы	Михайлов, 1963
н.д.	0,08	1,26	0,05	0,05	»	100,52	12,3	Куюльский	»
,,	0,20	0,64	н.д.	»	»	100,72	12,5	»	»
0,07	0,34	н.д.	»	»	3,02	99,59	10,1	Пекульнейский	
0,05	0,22	»	»	»	2,50	99,45	12,4	Яранайский	
0,05	0,34	»	»	»	3,74	99,57	24,3	»	
0,06	0,14	»	»	»	2,74	99,75	9,0	»	
0,05	0,44	»	»	»	4,66	99,92	18,2	Мало-Научирынайский	По данным В. Г. Силкина
0,06	0,06	»	»	»	3,87	99,64	15,5	»	По данным В. Г. Силкина
0,05	0,62	»	$V_2O_5 =$	»	5,29	99,93	25,2	»	
н.д.	0,33	»	$=0,03$	0,02	2,75	100,78	14,7	Чирынайский	
0,10	0,10	»	н.д.	н.д.	4,20	99,25	8,6	»	
0,03	0,20	1,20	»	»	1,09	100,39	13,7	Бассейн р. Пном-вываям	Михайлов, 1959
Р И Т Ы									
0,01	0,10	н.д.	н.д.	н.д.	1,14	100,82	19,6	Бассейн р. Лозовки	
0,04	0,05	»	»	»	0,50	99,72	19,4	Там же	
0,01	0,10	»	»	»	0,85	100,06	22,0	»	
0,06	0,14	»	»	»	2,13	99,66	20,3	Г. Красная	
0,02	0,10	»	0,54	»	2,27	99,82	12,0	Усть-Бельский	
0,01	0,10	н.д.	»	»	0,90	99,14	19,3	Правобережье р. Хатырки	
Боловая порода									
0,04	0,20	н.д.	0,43	н.д.	5,01	100,47	—	Усть-Бельский	
Подобные породы									
0,24	0,27	1,87	н.д.	н.д.	0,79	99,99	51,5	П-ов Тайгонос	Гельман и др., 1968
н.о.	0,07	н.д.	»	»	1,96	99,43	44,7	Пекульнейский	
0,03	0,10	»	»	»	2,72	99,51	23,4	»	
0,18	0,23	2,44	»	»	н.д.	99,05	37,2	»	Кайгородцев, 1966
0,07	0,12	н.д.	»	»	2,83	99,64	18,3	Г. Красная	
сл.	0,15	»	»	»	4,00	99,25	58,7	Правобережье р. Хатырки	

Парамагматические

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
--------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------

Оливиновое

155	43,02	0,21	11,05	0,05	2,16	5,96	0,14	0,06	0,01	19,20	12,16	0,58	0,10	н.о.
101	41,90	0,08	29,07	н.д.	2,51	2,43	0,08	н.д.	н.д.	4,33	15,16	1,03	0,03	0,03
560	44,80	0,21	9,47	0,26	0,65	5,82	0,15	0,10	0,04	20,48	14,96	0,52	0,03	0,03

Безоливиновое

317в	42,68	0,12	20,40	0,02	1,79	2,24	0,10	0,03	0,01	7,02	18,83	0,56	0,42	0,01
------	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------	-------	------	------	------

Трокто

607	41,70	0,03	24,14	0,02	1,49	2,55	0,08	0,04	Сл.	10,70	10,95	1,72	0,18	0,01
716в	42,48	0,12	20,96	0,04	2,61	3,30	0,06	0,03	»	12,66	11,33	1,20	0,11	н.о.
812	42,48	0,03	25,85	0,09	1,26	2,48	0,09	0,04	0,006	11,91	10,95	1,15	0,07	0,01
839	43,44	0,05	28,90	0,12	0,79	1,56	0,11	0,01	0,003	9,96	10,95	1,40	1,43	0,01
4	44,56	н.д.	23,70	0,08	1,06	2,80	0,04	0,038	0,003	9,94	13,43	1,83	0,06	0,31
47	42,54	»	23,61	0,04	н.д.	3,02	0,046	0,06	н.д.	13,06	11,86	1,35	0,01	0,0034

Плагиоклазовые

49	37,84	0,05	7,18	1,20	4,09	5,68	0,17	0,16	0,014	32,89	3,08	0,36	0,07	0,01
205	37,80	0,16	7,43	0,22	3,68	7,86	0,26	0,11	н.д.	30,64	2,66	0,21	0,16	0,046
178	37,34	0,22	2,67	0,26	7,18	7,54	0,15	0,13	0,05	32,19	1,80	н.о.	н.о.	0,04
178г	37,42	0,14	5,39	0,39	4,70	8,48	0,20	0,09	0,03	29,76	2,77	0,05	»	0,10

габбронды

H_2O^-	H_2O^+	CO_2	SO_2	п.п.п.	Сумма	F	Место взятия, образца (массив)	Примечание
парагаббро								
0,46	0,44	0,33	S=0,08	н.д.	99,98	18,8	Тамватэйский	$\text{V}_2\text{O}_5=0,02$
0,37	н.д.	н.д.	н.д.	2,90	99,95	37,9	Мало-Научирьнай-ский	
0,16	1,91	$\text{V}_2\text{O}_5=0,06$	»	н.д.	99,65	14,9	Чирьшайский	
парагаббро								
0,52	4,99	$\text{V}_2\text{O}_5=0,16$	0,03	»	99,93	23,4		
лнты								
0,05	н.д.	н.д.	н.д.	6,68	100,34	16,9	Мыс Валижген	$\text{V}_2\text{O}_6=0,01$
0,56	4,49	»	S=0,03		99,99	19,9	»	
0,10	н.д.	»	н.д.	4,00	100,52	14,7	»	
0,10	»	»	»	4,60	100,43	11,5	»	
0,28	1,97	0,024	0,03		100,13	17,7	Усть-Бельский	
н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	4,03	99,63	11,4	»	
перидотнты								
0,20	»	»	»	7,00	99,99	13,8	»	
0,65	»	»	»	8,05	99,94	15,0	Хр. Пекульней	
0,20	»	»	»	9,80	99,57	19,6	Мало-Научирьнай-ский	
0,10	»	»	»	9,90	99,52	19,2	»	

Ортомагматические

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CaO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	7036	44,74	0,03	28,72	0,01	0,79	2,96	0,08	сл.	сл.	4,04	12,91	1,50	1,11	0,01
2	73	47,00	0,20	19,10	0,06	2,40	4,60	0,08	0,01	V ₂ O ₅ =0,12	6,70	11,02	2,82	0,88	0,06
3	73л	45,36	0,09	23,94	0,04	0,93	3,36	0,09	0,02	V ₂ O ₅ =0,03	5,76	13,96	1,71	0,24	сл.
4	166а	49,49	0,13	17,54	н.д.	1,03	7,70	0,12	н.д.	н.д.	8,35	10,84	1,99	1,03	0,01
5	174	49,38	0,11	20,72	»	2,40	4,84	0,08	»	»	6,65	9,97	2,22	0,99	0,05
6	318	44,10	0,04	19,40	0,06	2,00	3,02	0,13	0,01	»	11,26	14,52	1,20	0,35	0,06
7	333	45,70	0,17	22,85	н.д.	1,25	2,51	0,06	н.д.	н.д.	10,32	13,18	1,30	0,10	0,02
8	171а	46,68	0,80	12,20	0,09	4,04	6,32	0,16	0,03	»	10,25	14,08	2,40	0,01	0,11
9	160б	50,56	1,48	15,02	0,05	5,08	5,07	0,15	0,03	»	6,28	6,32	5,46	1,73	0,37
10	174б	48,86	0,73	10,72	0,03	3,10	7,78	0,20	0,03	»	9,42	14,58	2,33	0,11	0,11
11	175	46,04	0,65	15,60	0,08	2,17	8,00	0,17	0,03	»	9,95	12,14	2,45	0,45	0,10
12	176в	48,32	1,83	12,42	н.о.	7,10	8,23	0,23	0,01	»	5,06	7,57	4,08	1,80	0,24
13	272	46,22	0,31	23,66	»	0,86	4,26	0,16	0,03	»	5,92	13,80	2,16	0,41	0,01
14	55—2	46,20	0,30	19,67	»	3,03	3,91	0,10	н.д.	»	8,04	13,04	2,15	0,14	0,07
15	260	43,28	0,13	26,30	н.д.	0,85	3,01	0,10	»	»	6,56	15,44	0,92	0,13	0,01

Г а б

Г а б б о

1	823-5	46,92	0,28	20,85	0,03	0,94	5,46	0,08	0,02	сл.	9,51	13,77	1,24	0,13	0,01
2	824-3	45,36	0,21	19,31	0,15	0,50	3,88	0,04	0,03	»	12,20	15,25	0,80	0,12	0,01
3	825	47,54	0,25	17,08	н.о.	1,25	7,18	0,18	0,01	0,01	10,63	13,91	1,01	0,14	0,13
4	827	47,98	0,03	17,95	0,10	1,57	5,46	0,16	0,01	0,007	9,48	15,16	1,05	0,07	0,01
5	837	45,46	0,03	20,82	0,04	1,89	1,91	0,08	сл.	0,004	9,48	14,04	1,37	0,03	0,06
6	б/н	45,54	0,24	14,24	н.д.	2,51	5,02	0,21	н.д.	н.д.	12,19	15,42	1,23	0,11	н.д.
7	637	45,35	0,03	15,89	0,11	1,81	5,18	0,18	0,01	0,028	10,70	16,28	1,35	0,10	0,2
8	858	46,74	0,12	16,43	0,15	0,53	2,87	0,03	0,03	0,005	12,28	17,55	0,70	0,10	0,03
9	860	45,84	0,08	13,14	0,075	2,05	3,66	0,09	0,04	0,003	16,17	15,64	0,72	0,08	0,23
10	316н	47,20	0,18	16,45	0,02	2,45	4,91	0,15	0,04	0,02	10,16	12,37	1,02	0,96	0,01
11	406а	48,12	0,17	15,27	0,06	0,52	5,30	0,11	0,03	0,02	13,87	13,37	0,56	0,13	0,01
12	509-1	48,22	0,26	10,65	0,24	2,88	7,93	0,18	0,07	0,04	15,90	9,98	0,80	0,35	0,04
13	509-2	47,76	0,10	16,15	0,04	1,27	5,78	0,18	0,04	0,02	11,70	13,72	0,83	0,20	0,04
14	178а	49,64	0,11	9,92	0,21	0,80	7,58	0,15	0,06	0,03	18,52	10,59	0,33	0,07	0,08
15	186в	48,40	0,22	9,14	0,17	0,39	9,42	0,15	0,10	0,04	18,81	9,53	0,27	0,10	0,03
16	79а	44,60	н.о.	14,07	0,05	1,41	4,53	0,09	сл.	сл.	12,72	16,73	0,22	н.о.	0,05
17	36в	44,96	0,03	16,85	н.п.	1,52	6,44	0,30	н.д.	н.д.	10,03	16,96	1,03	0,03	0,06
18	344	46,00	0,30	15,47	0,06	3,04	3,82	0,11	0,02	0,02	9,95	16,51	1,28	0,41	0,03
19	514-1	46,82	0,17	13,91	0,11	2,39	6,51	0,17	0,01	0,01	11,95	14,06	0,28	0,04	н.д.
20	577-1	46,96	0,24	17,70	0,02	1,49	7,59	0,17	0,03	0,03	9,03	14,16	0,90	0,07	0,05
21	187в	43,66	0,72	17,29	н. о.	8,34	7,11	0,24	0,02	сл.	6,90	12,12	0,96	0,09	0,31

Среднее содержание элементов-примесей в гипербазитовых массивах Анадырско-Корякской складчатой системы, вес. %

Элемент	Гипербазитовые массивы										
	Усть-Бельский	бассейн р. Лозовки	Пекульнейский	Чирынайский	Тамватнайский	г. Красная	мыс Валиген	бассейн р. Хатырки	Мало-Нау-чирынайский	Куюль-ский	Сред. со-держ. в ги-пербазитах района
V	$3,6 \times 10^{-3}$	$5,8 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-2}$	$4,6 \times 10^{-3}$	$4,7 \times 10^{-3}$	$9,5 \times 10^{-3}$	$2,8 \times 10^{-3}$	$5,5 \times 10^{-3}$	$4,2 \times 10^{-3}$	$3,5 \times 10^{-3}$	5×10^{-3}
Co	$1,1 \times 10^{-2}$	$1,1 \times 10^{-2}$	$5,2 \times 10^{-3}$	$1,6 \times 10^{-2}$	$6,1 \times 10^{-3}$	$7,5 \times 10^{-3}$	$9,0 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-2}$	$9,4 \times 10^{-3}$	$2,3 \times 10^{-2}$	1×10^{-2}
Cu	$2,4 \times 10^{-3}$	$4,4 \times 10^{-3}$	$1,4 \times 10^{-2}$	$4,3 \times 10^{-3}$	$1,7 \times 10^{-3}$	$2,3 \times 10^{-3}$	$5,7 \times 10^{-3}$	$4,9 \times 10^{-3}$	$2,4 \times 10^{-3}$	$9,9 \times 10^{-3}$	4×10^{-3}
Pb	$1,0 \times 10^{-5}$	$3,0 \times 10^{-6}$	$1,8 \times 10^{-5}$	$1,0 \times 10^{-6}$	$6,0 \times 10^{-6}$	$8,0 \times 10^{-6}$	$1,6 \times 10^{-5}$	$4,0 \times 10^{-6}$	сл.	$5,0 \times 10^{-6}$	7×10^{-6}
Zn	$7,4 \times 10^{-3}$	$6,0 \times 10^{-3}$	$9,4 \times 10^{-3}$	$6,4 \times 10^{-3}$	$4,1 \times 10^{-3}$	$7,6 \times 10^{-3}$	$4,9 \times 10^{-3}$	$5,9 \times 10^{-3}$	$4,9 \times 10^{-3}$	$8,4 \times 10^{-3}$	6×10^{-3}
Sn	$2,2 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-5}$	$1,9 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-5}$	$7,0 \times 10^{-5}$	$4,0 \times 10^{-6}$	$1,3 \times 10^{-5}$	$1,8 \times 10^{-5}$	$1,0 \times 10^{-5}$	$3,0 \times 10^{-5}$	9×10^{-5}
Mo	—	$1,0 \times 10^{-5}$	сл.	$1,0 \times 10^{-5}$	$2,0 \times 10^{-5}$	$2,0 \times 10^{-5}$	сл.	$6,0 \times 10^{-5}$	$2,0 \times 10^{-5}$	сл.	1×10^{-5}
Sc	$4,0 \times 10^{-4}$	$1,0 \times 10^{-3}$	$2,2 \times 10^{-3}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$9,0 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$2,0 \times 10^{-3}$	8×10^{-4}
Sr	$1,2 \times 10^{-3}$	сл.	$1,3 \times 10^{-2}$	$1,9 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$2,0 \times 10^{-4}$	$1,5 \times 10^{-3}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$1,1 \times 10^{-3}$	сл.	2×10^{-3}
Y	—	—	$3,0 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-5}$	$5,0 \times 10^{-5}$	$2,0 \times 10^{-5}$	$6,0 \times 10^{-5}$	$5,0 \times 10^{-5}$	$3,0 \times 10^{-5}$	$5,0 \times 10^{-5}$	7×10^{-5}
Yb	—	—	$4,0 \times 10^{-5}$	$6,0 \times 10^{-6}$	$3,0 \times 10^{-6}$	$2,0 \times 10^{-6}$	$4,0 \times 10^{-6}$	$6,0 \times 10^{-6}$	$3,0 \times 10^{-5}$	—	8×10^{-5}
Zr	$1,3 \times 10^{-4}$	$5,5 \times 10^{-4}$	$5,6 \times 10^{-4}$	$2,3 \times 10^{-4}$	$2,5 \times 10^{-4}$	$2,2 \times 10^{-4}$	$8,6 \times 10^{-4}$	$4,2 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$7,7 \times 10^{-4}$	4×10^{-4}
Ga	$1,7 \times 10^{-5}$	$1,8 \times 10^{-4}$	$5,0 \times 10^{-5}$	$2,6 \times 10^{-4}$	$2,3 \times 10^{-5}$	$9,5 \times 10^{-5}$	$1,2 \times 10^{-4}$	$1,3 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-5}$	$1,2 \times 10^{-4}$	1×10^{-4}
Ge	сл.	$2,0 \times 10^{-4}$	сл.	$1,0 \times 10^{-5}$	$5,0 \times 10^{-6}$	$4,0 \times 10^{-5}$	$2,0 \times 10^{-5}$	$2,0 \times 10^{-5}$	сл.	$2,0 \times 10^{-5}$	2×10^{-5}
Коллч. анализов	130	38	76	157	88	59	67	51	36	19	

Таблица 10

Содержание золота в гипербазитах и ассоциирующих с ними породах Анадырско-Корякской складчатой системы

Массив	Содерж. Au	Массив	Содерж. Au
Дуниты		Усть-Бельский	$1,8 \cdot 10^{-7}$
Пекульпейский	$5 \cdot 10^{-8}$	»	$1,2 \cdot 10^{-7}$
Усть-Бельский	$7,7 \cdot 10^{-7}$	Мыс Валижген	$3,5 \cdot 10^{-8}$
»	$1,1 \cdot 10^{-6}$	Куюльский	$2 \cdot 10^{-8}$
»	$0,6 \cdot 10^{-7}$	»	$5,1 \cdot 10^{-8}$
»	$1,2 \cdot 10^{-7}$	Тамватнэйский	$1,7 \cdot 10^{-7}$
»	$0,6 \cdot 10^{-7}$	Бассейн р. Лозовки	$1,2 \cdot 10^{-7}$
Г. 1064 м	$3 \cdot 10^{-8}$	То же	$2,5 \cdot 10^{-7}$
Г. Красная	$1,2 \cdot 10^{-7}$	Чирынайский	$2,6 \cdot 10^{-7}$
Чирынайский	$7,5 \cdot 10^{-8}$	»	$8 \cdot 10^{-7}$
»	$6 \cdot 10^{-6}$	Среднее	$1,9 \cdot 10^{-7}$
Среднее	$8,4 \cdot 10^{-7}$	Гипербазитовые брекчи	
Гарцбургиты		Мыс Валижген	$6 \cdot 10^{-8}$
Усть-Бельский	$2 \cdot 10^{-7}$	»	$2 \cdot 10^{-8}$
»	$2,7 \cdot 10^{-7}$	»	$1,4 \cdot 10^{-7}$
»	$1,3 \cdot 10^{-7}$	»	$2 \cdot 10^{-8}$
Мыс Валижген	$2 \cdot 10^{-8}$	Среднее	$0,6 \cdot 10^{-7}$
Тамватнэйский	$3 \cdot 10^{-8}$	Верлиты	
Бассейн р. Лозовки	$3 \cdot 10^{-8}$	Усть-Бельский	$0,5 \cdot 10^{-7}$
Г. Красная	$3 \cdot 10^{-8}$	Бассейн р. Лозовки	$7 \cdot 10^{-8}$
Чирынайский	$8,5 \cdot 10^{-8}$	Среднее	$0,6 \cdot 10^{-7}$
»	$6,5 \cdot 10^{-8}$	Апогипербазитовые метасоматические образования	
Среднее	$1,0 \cdot 10^{-7}$	Усть-Бельский	$1,9 \cdot 10^{-7}$
Лерцолиты		»	$1,1 \cdot 10^{-7}$
Пекульпейский	$2,5 \cdot 10^{-8}$	Бассейн р. Хатырки	$1,5 \cdot 10^{-7}$
Усть-Бельский	$3,7 \cdot 10^{-7}$	То же	$1,1 \cdot 10^{-7}$
»	$1,2 \cdot 10^{-7}$	Среднее	$1,4 \cdot 10^{-7}$

Массив	Содерж. Au	Массив	Содерж. Au
Хромиты		Габброиды	
Мыс Валижген	$4,5 \cdot 10^{-6}$	Усть-Бельский	$3 \cdot 10^{-8}$
»	$3,4 \cdot 10^{-6}$	»	$1,5 \cdot 10^{-6}$
Куюльский	$2,8 \cdot 10^{-6}$	Мыс Валижген	$4 \cdot 10^{-7}$
»	$2,5 \cdot 10^{-6}$	»	$7,4 \cdot 10^{-8}$
»	$2,7 \cdot 10^{-6}$	»	$1,8 \cdot 10^{-6}$
»	$2,8 \cdot 10^{-6}$	»	$2,3 \cdot 10^{-7}$
Г. 1064 м	$6 \cdot 10^{-6}$	»	$9 \cdot 10^{-8}$
»	$4 \cdot 10^{-6}$	Куюльский	$2,3 \cdot 10^{-7}$
»	$5 \cdot 10^{-6}$	»	$1,2 \cdot 10^{-7}$
»	$4 \cdot 10^{-6}$	»	$2 \cdot 10^{-6}$
»	$2 \cdot 10^{-6}$	Чирынайский	$5 \cdot 10^{-7}$
Г. Красная	$1,5 \cdot 10^{-5}$	»	$5 \cdot 10^{-7}$
»	$1,1 \cdot 10^{-5}$	»	$2 \cdot 10^{-8}$
Чирынайский	$4 \cdot 10^{-6}$	»	$4,4 \cdot 10^{-7}$
»	$4 \cdot 10^{-6}$	Бассейн р. Хатырки	$5 \cdot 10^{-8}$
»	$3 \cdot 10^{-6}$	Среднее	$5,3 \cdot 10^{-7}$
»	$2 \cdot 10^{-6}$	Листвениты	
»	$4 \cdot 10^{-6}$	Бассейн р. Лозовки	$1 \cdot 10^{-7}$
»	$3 \cdot 10^{-6}$	Чирынайский	$2,3 \cdot 10^{-7}$
»	$2 \cdot 10^{-6}$	Среднее	$1,7 \cdot 10^{-7}$
»	$1 \cdot 10^{-6}$		
Бассейн р. Хатырки	$8 \cdot 10^{-6}$		
Среднее	$4,4 \cdot 10^{-6}$		

Примечание. Анализы выполнены в спектрохимическом кабинете ИГиГ СО АН СССР, аналитик В. Цимбалист.

П Р И Л О Ж Е Н И Е П

Микрофотографии шлифов
и образцов

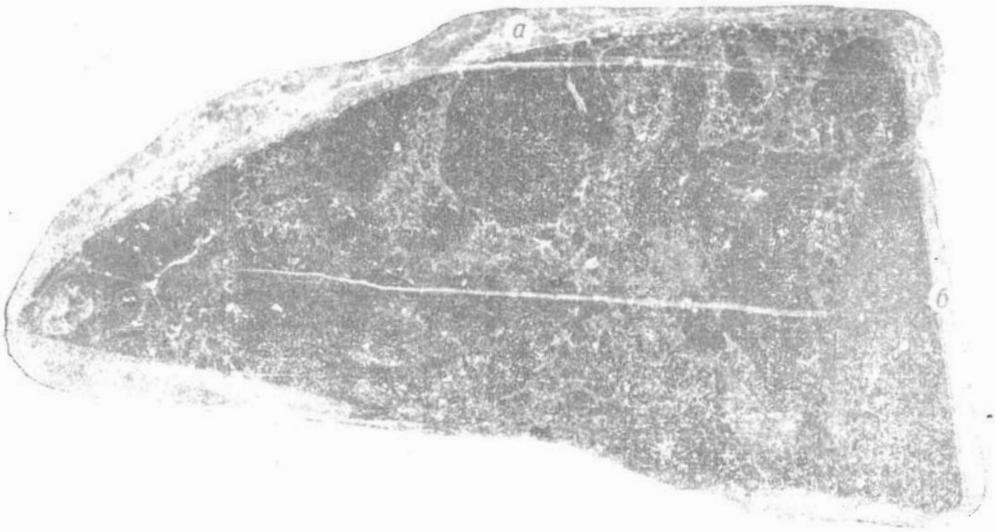


Табл. I. Гипербазитовая брекчия: а — обломки гипербазитов, б — обломок габбро.
Полированный шлиф. Натуральная величина.

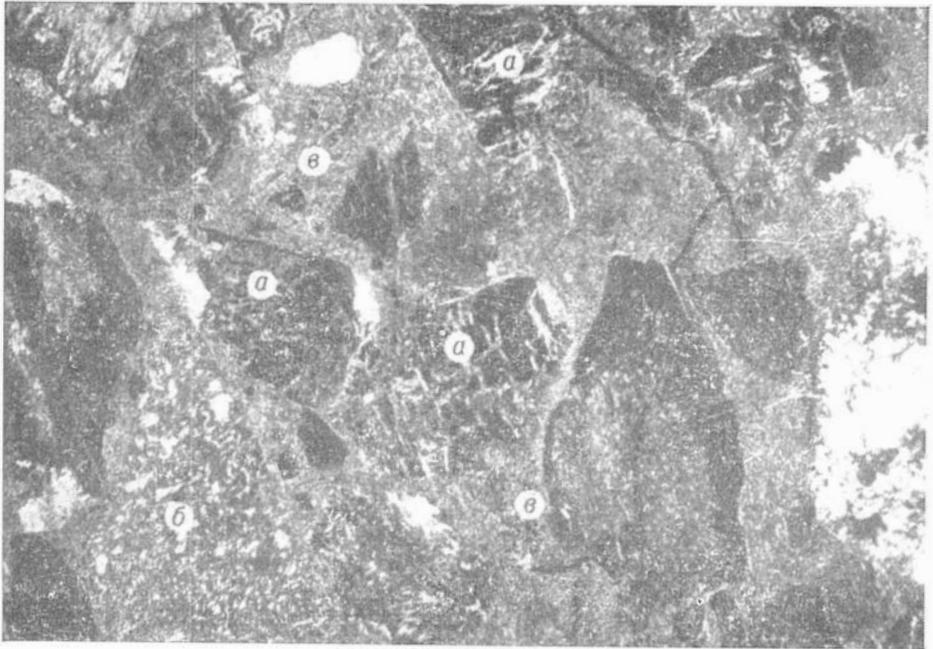


Табл. II. Мелкообломочная брекчия: а — обломки гипербазитов, б — обломок габбро,
в — цемент. Без анализатора, увел. 20.

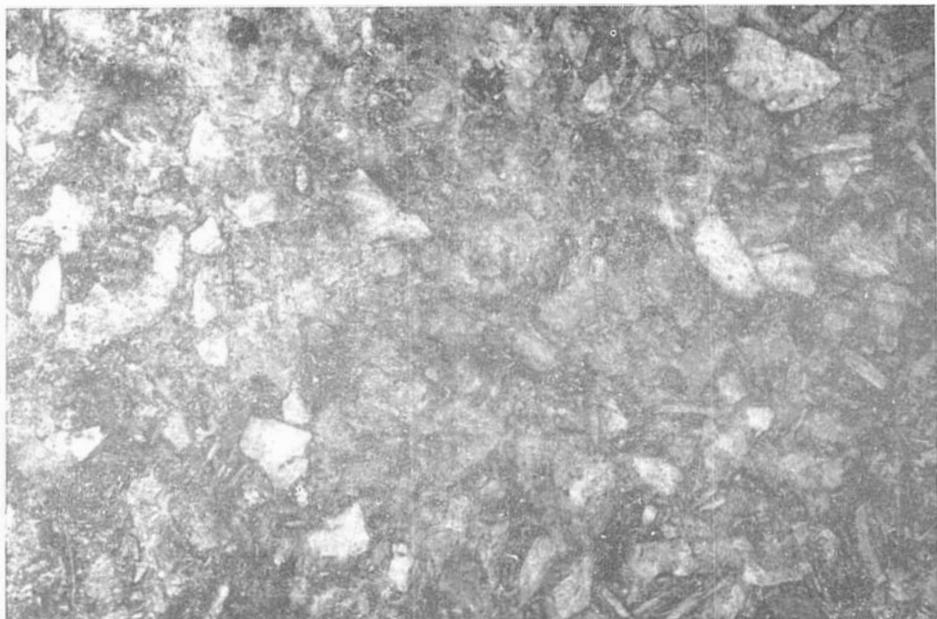


Табл. III. Песчаник ультраосновного состава. Без анализатора, увел. 20.

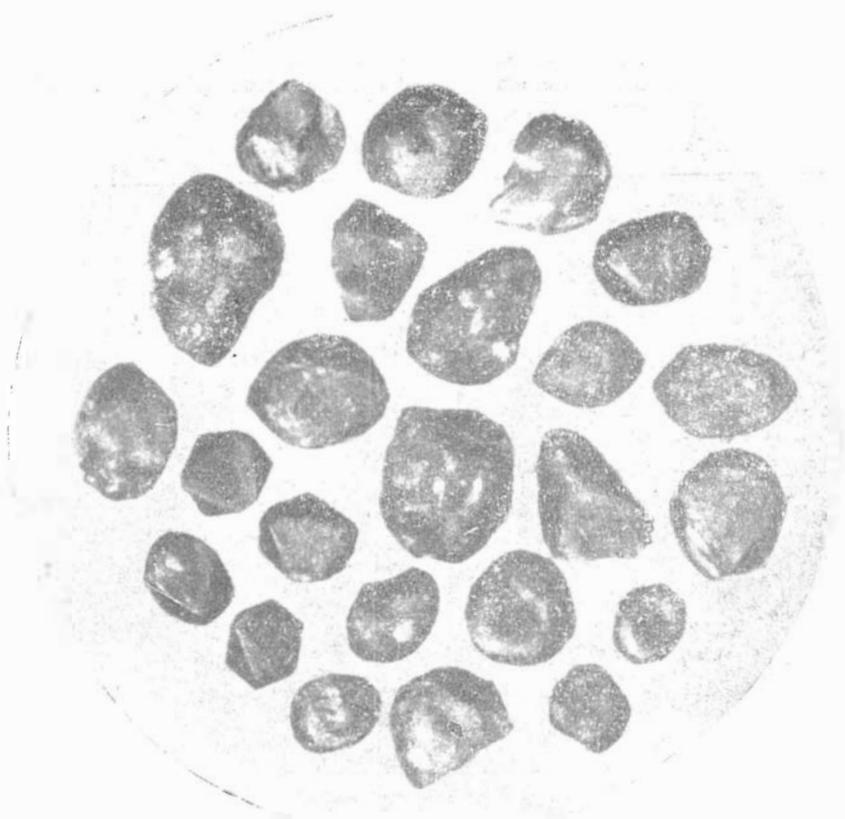


Табл. IV. Форма зерен хромшпинелидов из песчаников ультраосновного состава. Без анализатора, увел. 30.

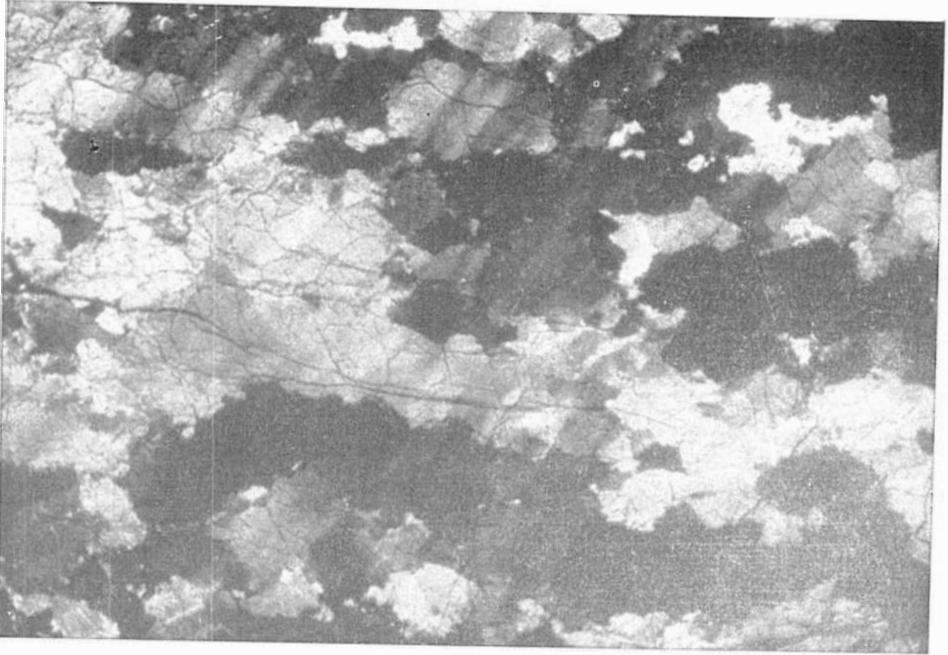


Табл. V. Характерная структура метасоматических диоритов. Хорошо видны двойники трансляции. Шлиф 308, массив г. 1064, с анализатором, увел. 50.

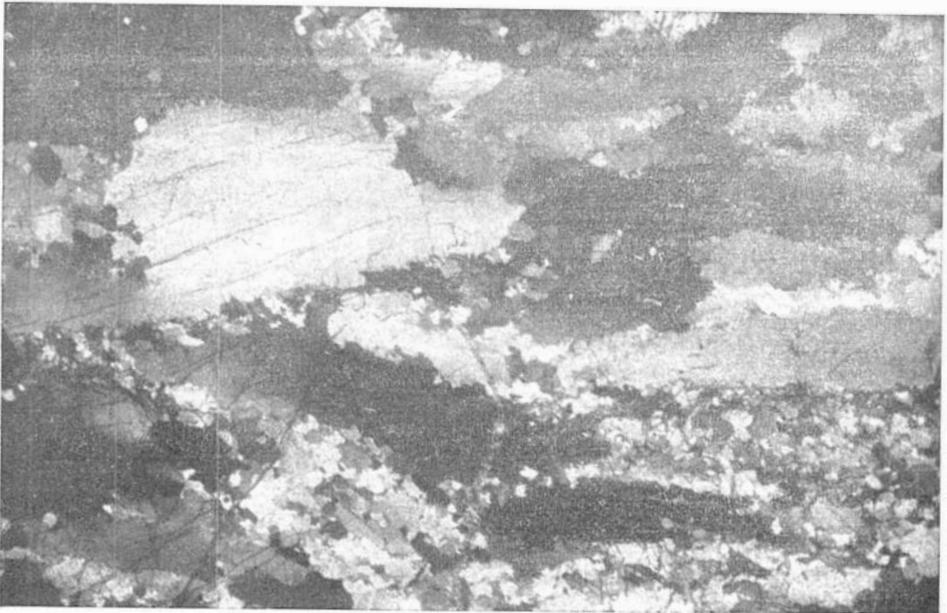


Табл. VI. Диориты с такситовой неравномернозернистой структурой. Шлиф 309а, массив г. 1064, с анализатором, увел. 40.

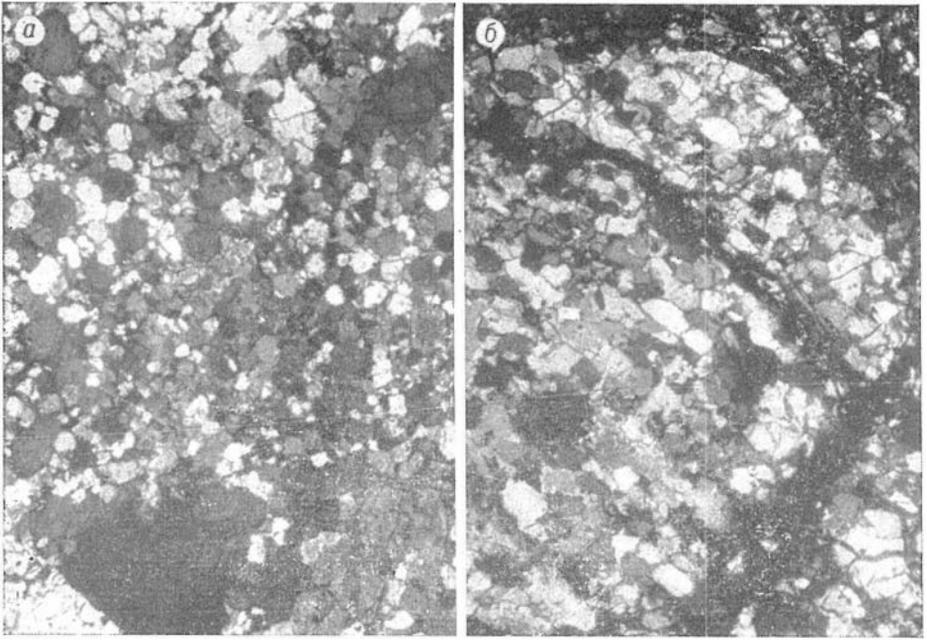


Табл. VII. Характер грануляции оливинов при нагревании аподунитовых серпентинитов (а) и в природных дунигах (б). С анализатором, увел. 50.



Табл. VIII. Тонкопластинчатый и лучистый антигорит в хризолитах. Шлиф 57. Усть-Бельский массив, с анализатором, увел. 50.

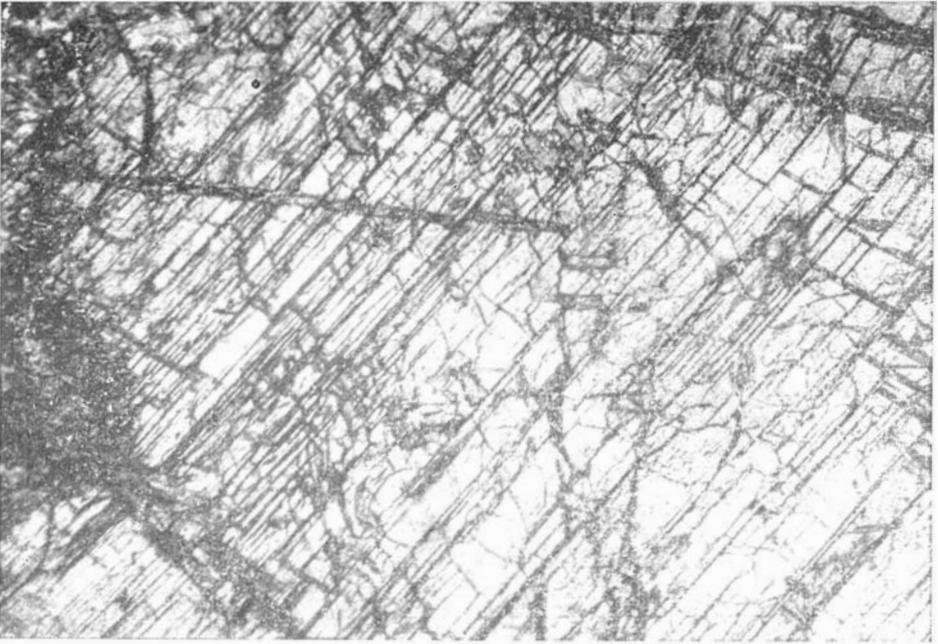


Табл. IX. Совершенная спайность в мегасоматических оливинах. Шлиф 57, Усть-Бельский массив, увел. 50.



Табл. X. Выделение амфибола в зернах ромбического пироксена. Шлиф 146, Тамваццэйский массив, с анализатором, увел. 50.

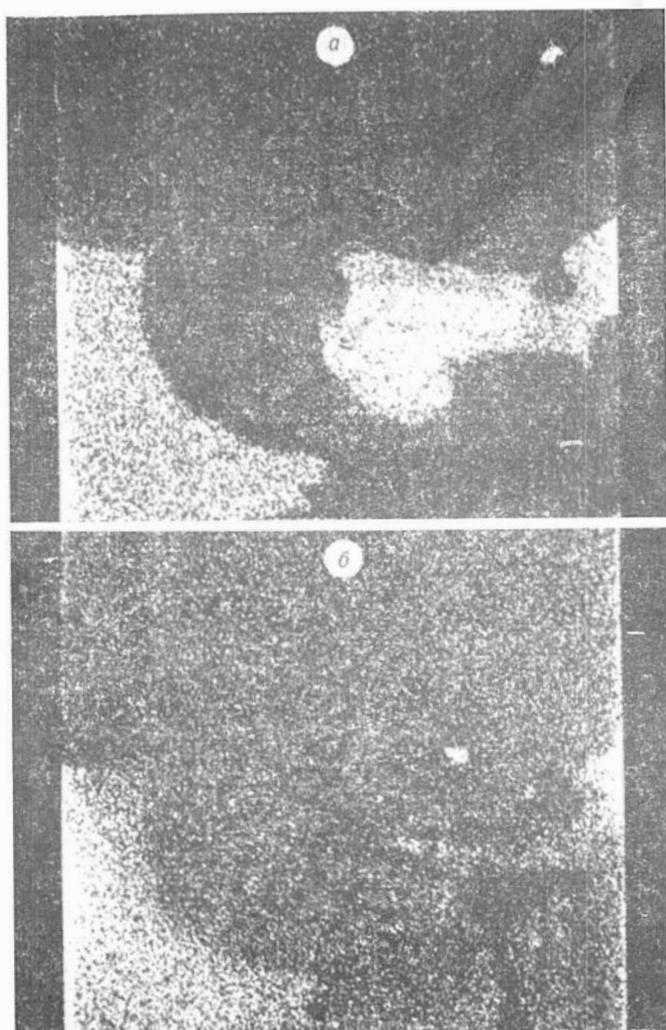


Табл. XI. Распределение элементов в пластинчатом выделении амфибола в зерне ортопироксена: а — кальция (CaK α -излучение), б — алюминия (AlK α -излучение). Увел. 200.

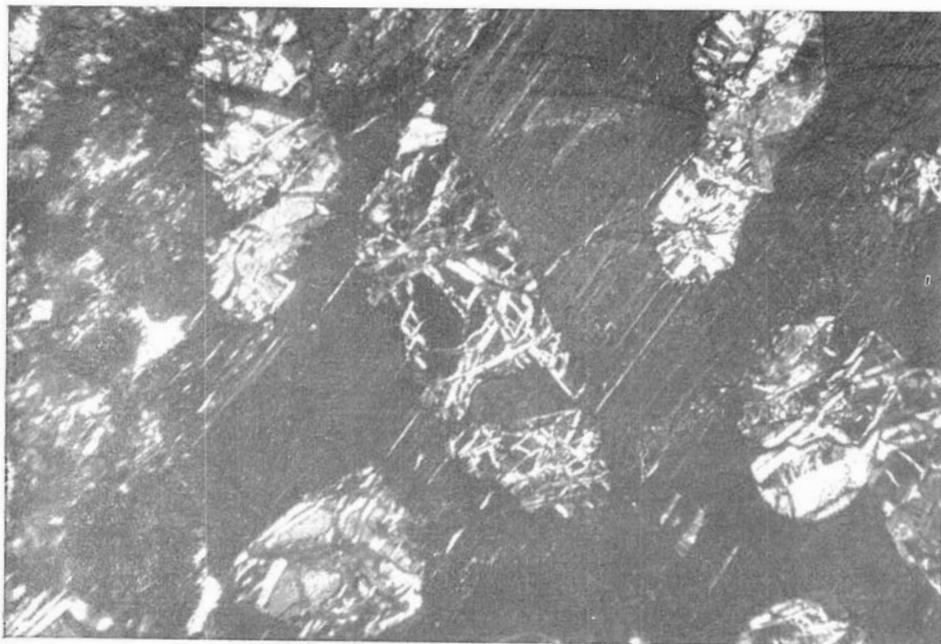


Табл. XII. Реликты серпентинизированных диоритов и серпентинитов во вторичных ромбических пироксенах. Шлиф 406б, бассейн р. Лозовки, с анализатором, увел. 50.

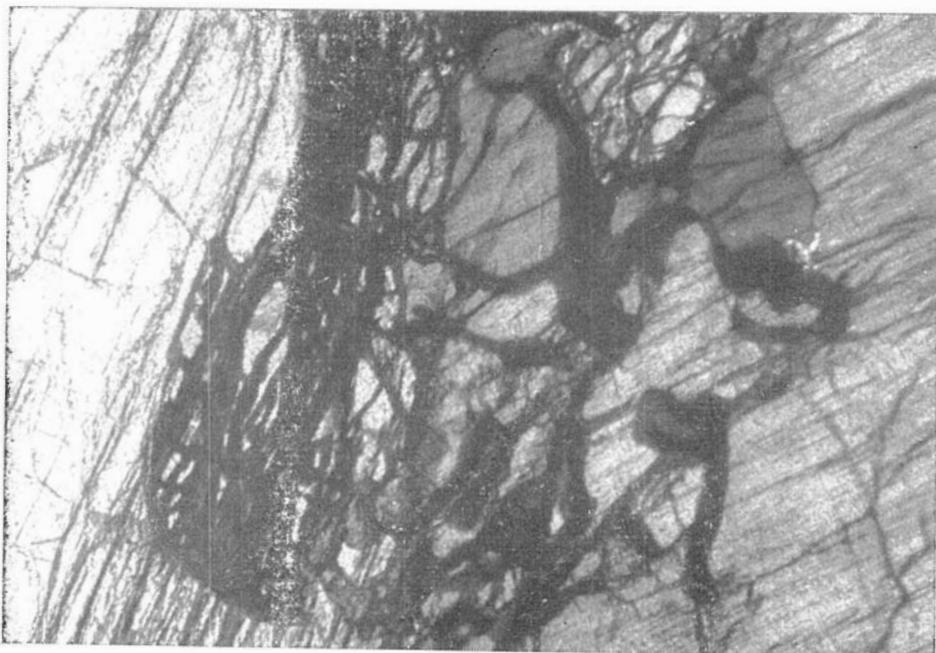


Табл. XIII. Неправильной формы выделения хромшпинели в лерцолитах. Шлиф 147, Тамватэйский массив, увел. 50, с анализатором.



Табл. XIV. Включения моноклинового пироксена в хромшпиннели (дерцолит). Шлиф 4146, Чирьшайский массив, с анализатором, увел. 50.

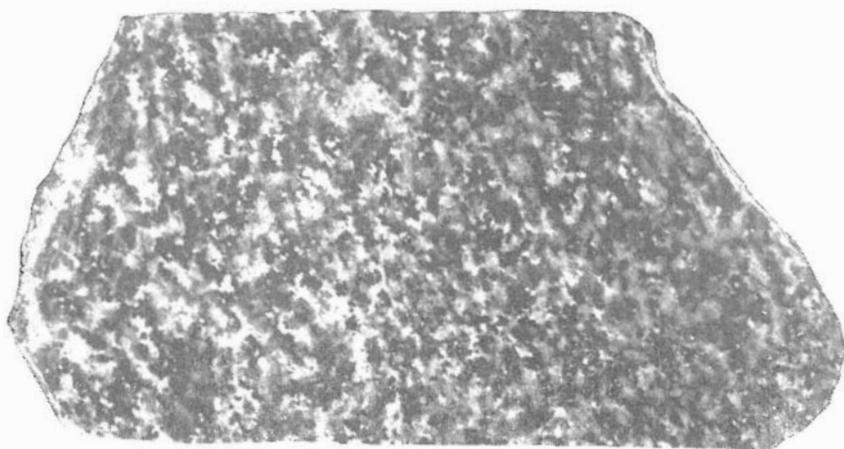


Табл. XV. Мезократовый троктолит с равномерным распределением плагиоклаза-Алксоконтактовая зона габброидного интрузива (мыс Валкжген, обр. 816). Полированный шлиф, увел. 1,1.

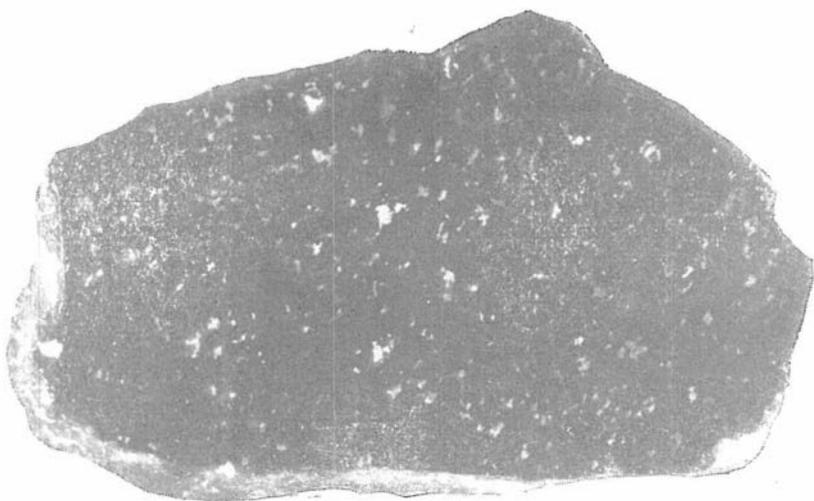


Табл. XVI. Плагноклазодержащий серпентинизированный диорит с равномерным распределением плагноклаза. Экзоконтактовая зона габброидного массива (р. Ганкуваям, Таловские горы, обр. 861-2). Полированный шлиф, увел. 1,5.

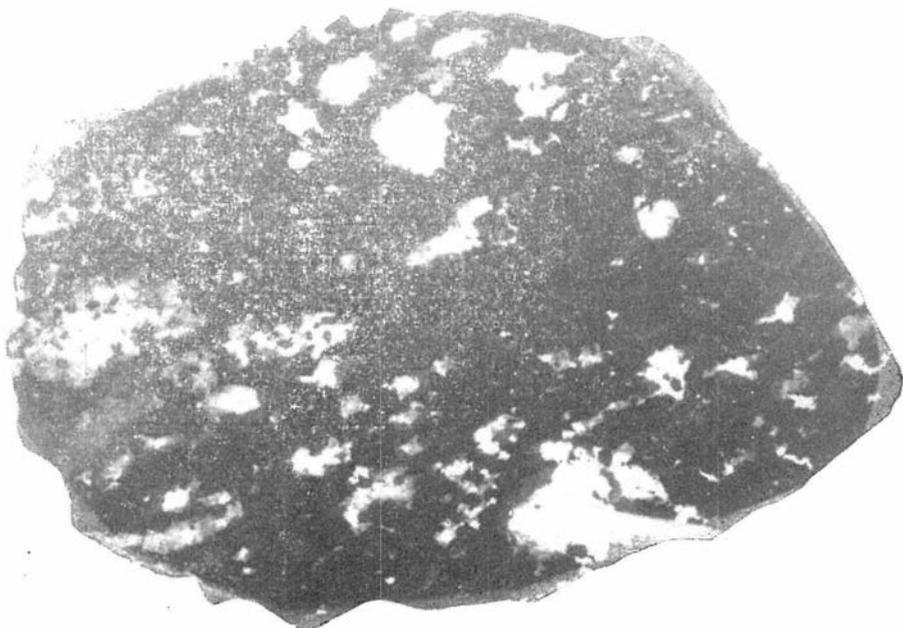


Табл. XVII. Меланократовый троктолит с неравномерным распределением крупных и отдельных мелких зерен плагноклаза. Экзоконтактовая зона габброидного интрузива (Усть-Бельские горы, обр. 49). Полированный шлиф, увел. 1,6.



Табл. XVIII. Неравнозернистое оливиновое парамагматическое габбро с шпировидными обособлениями оливина и клинопироксена в мелкозернистом агрегате плагиноклаза (форелленштейн). Экзоконтактовая зона габброидного интрузива (устье р. Мал. Научирывай, обр. 401). Штуф, увел. 1,1.

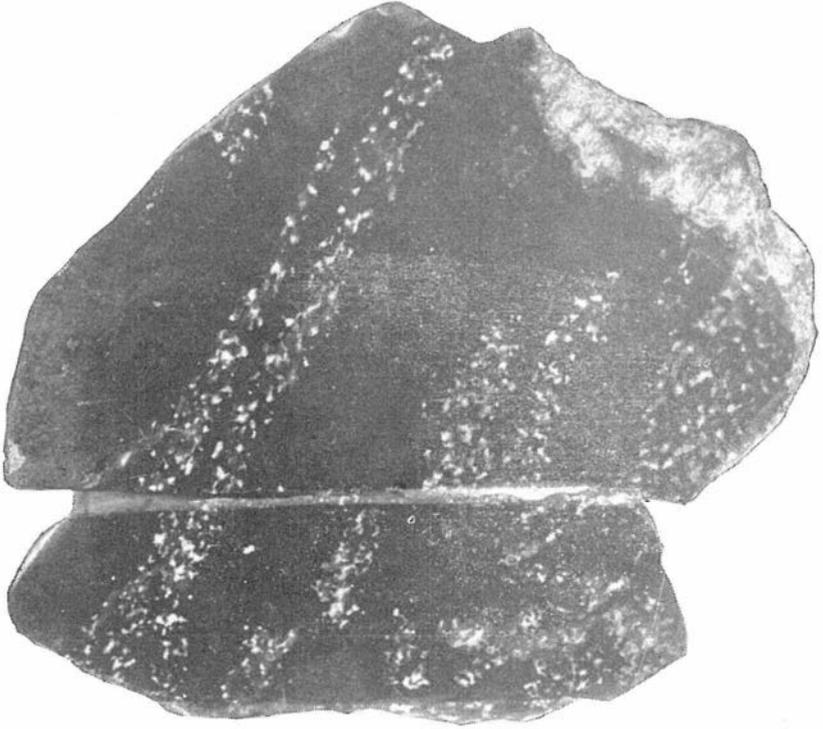


Табл. XIX. Дунит с полосами меланократового троктолита (полосчатое распределение интерстиционных выделений плагиоклаза). Экзоконтактовая зона габброидного интрузива (Усть-Бельские горы, обр. 48). Полпорованный штуф, натуральная величина. В нижней части снимка расположен поперечный срез того же штуфа.

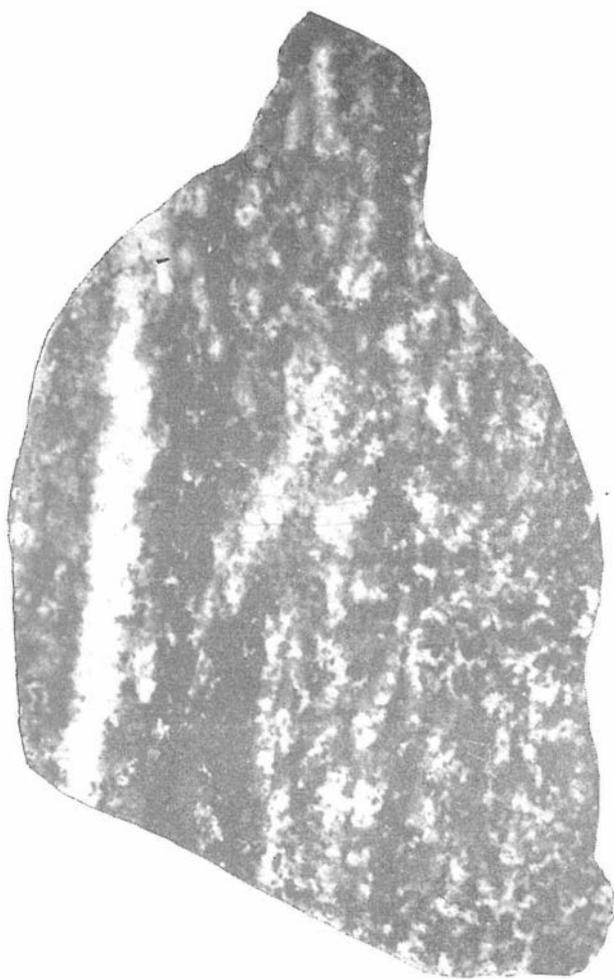


Табл. XX. Меланократовое оливиновое парамагматическое габбро с пяснополосчатой текстурой. Экзоконтактовая зона габброидного интрузива (р. Ганкуваям, Таловские горы, обр. 635). Полированный штаф, увел. 1,2. Слева — полоса, сложенная оливинсодержащим анортзитом.

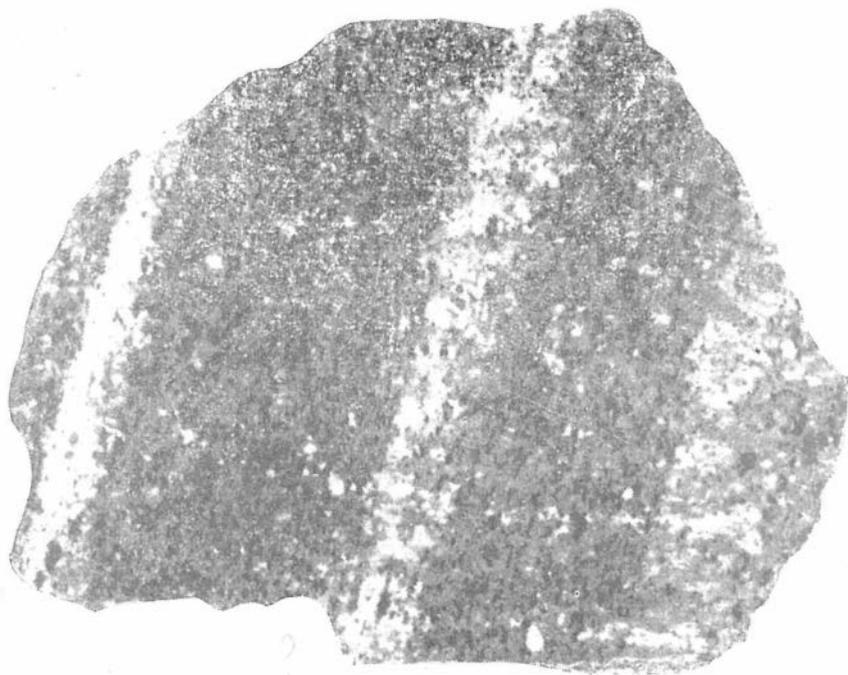


Табл. XXI. Псевдоритмическая полосчатость в меланократовом оливинном парамагматическом габбро. Экзоконтактовая зона габброидного интрузива (р. Ганкуваям, Таловские горы, обр. 633в). Полированный питуф, увел. 0,65.



Табл. XXII. Меланократовый троктолит. Реакционные оторочки амфибола (1) на контакте зерен плагиоклаза (2) и оливина (3). Экзоконтактовая зона габброидного интрузива (Усть-Бельские горы, шлиф 47). С анализатором, увел. 50.

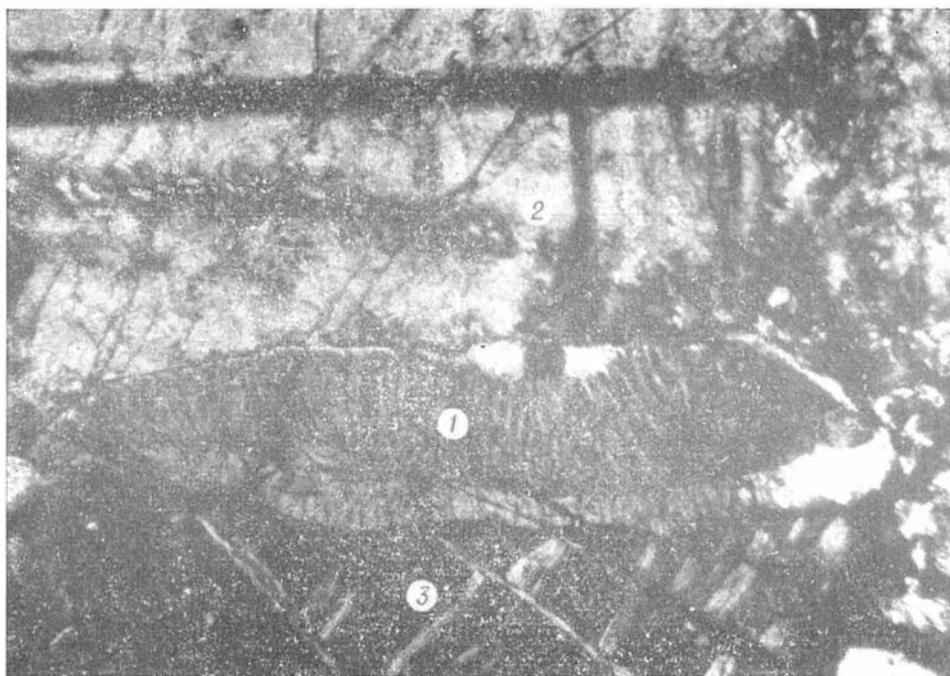


Табл. XXIII. Троктолит. Келифитовая оторочка (1), развивающаяся на контакте зерен плагиоклаза (2) и оливина (3) и сложенная амфиболом, находящимся в симплектитовом сростании с червеобразными выделениями шпиннели (деталь табл. XXII). С анализатором, увел. 100.



Табл. XXIV. Включения мелких кристаллов клинопироксена в плагиоклазе из ортомагматического габбро-норита. Шлиф 406а (р. Лозовика), с анализатором, увел. 250.

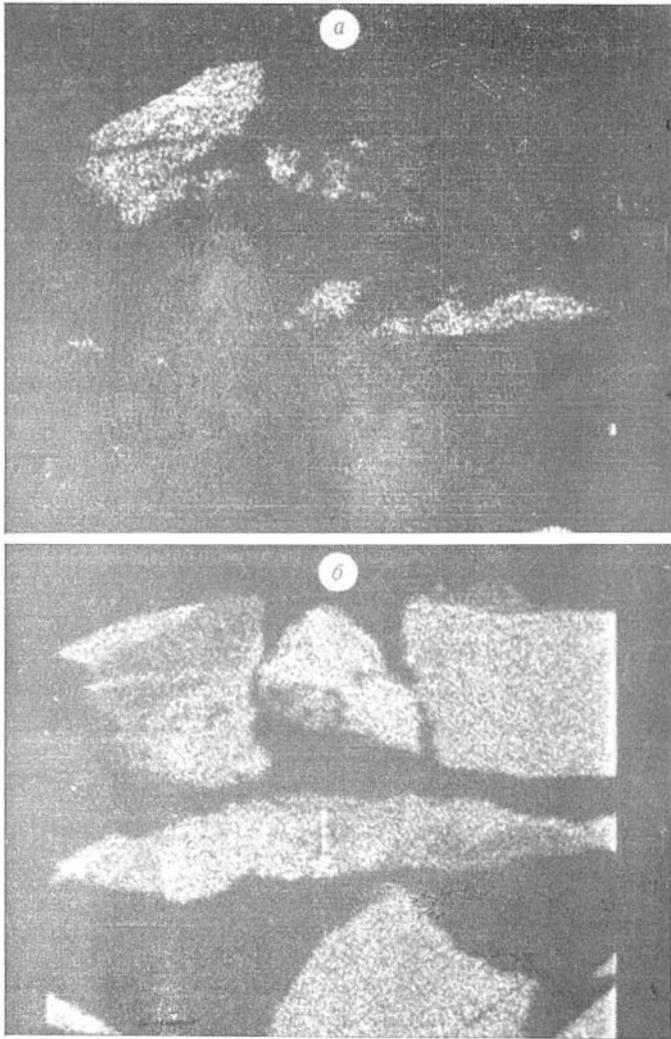


Табл. XXV. Криптоантипертитовые выделения калишпата в зернах плагиноклаза из лейкократового троктолита (обр. 839, мыс Валижген): а — снимок в $K\alpha_1$ -излучении (светлое — калишпат), б — снимок того же участка препарата в $CaK\alpha_1$ -излучении (светлое — плагиноклаз). Увел. 250.

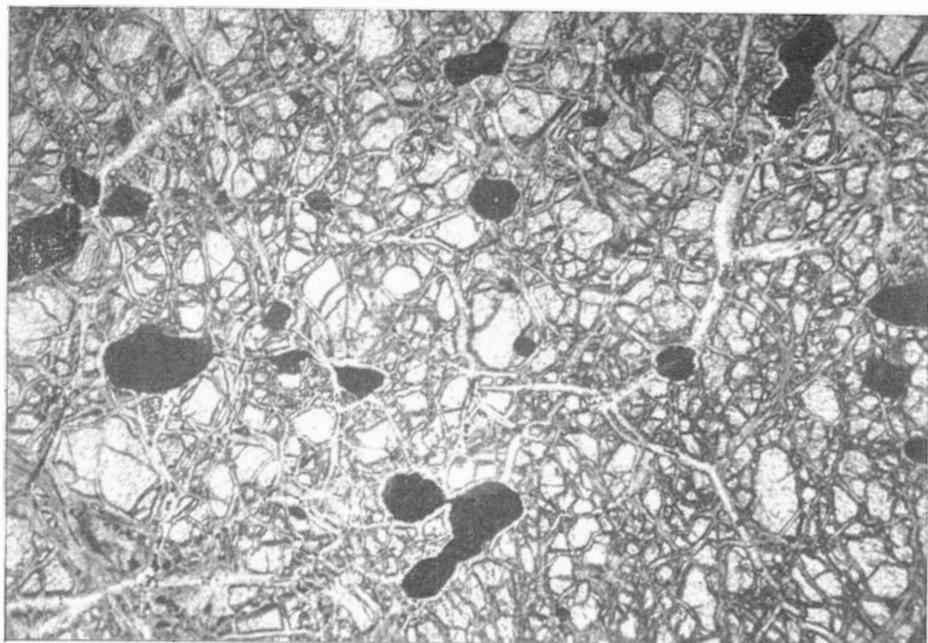


Табл. XXVI. Серпентинизированный дунит с петельчатой микроструктурой (черное — зерна хромшпинели). Шлиф 254 (Пекульнейский массив), без анализатора, увел. 50.



Табл. XXVII. Сильно серпентинизированный дунит с петлеватой микроструктурой (1 — оливин, 2 — серпентин). Обр. 13а (Тамват-нэйский массив). Снимок выполнен на сканирующем электронном микроскопе, увел. 1200.



Табл. XXVIII. Лизардитовый серпентинит со сложной петельчато-пластинчатой микроструктурой. Шлиф 4056 (бассейн р. Лозовки), с анализатором, увел. 70.

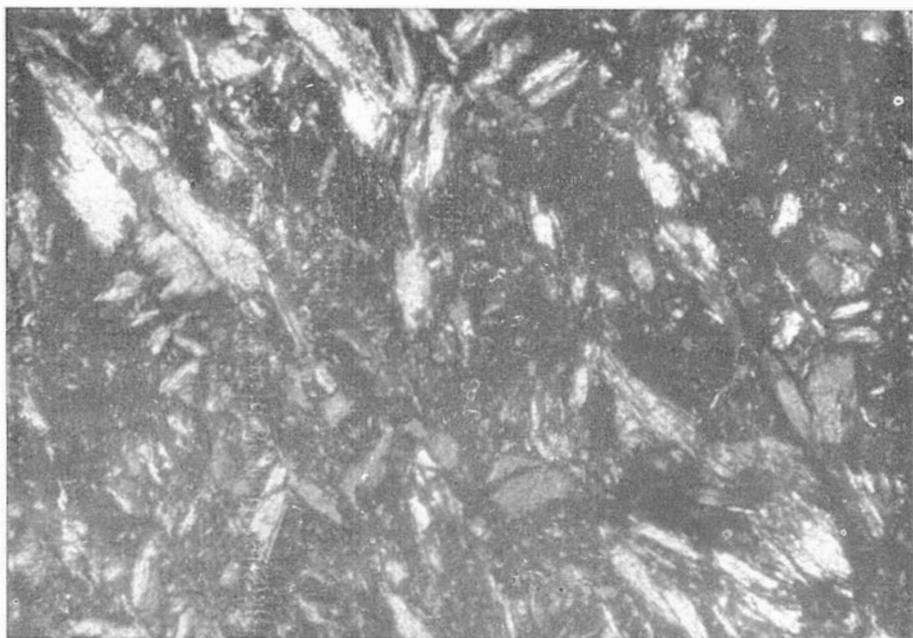


Табл. XXIX. Антгоритовый серпентинит с пластинчатой микроструктурой. Шлиф 175а (Пекульейский массив), с анализатором, увел. 60.



Табл. XXX. Антигоритовый серпентинит с пламевидной микроструктурой. Шлиф 17 (Усть-Бельский массив), с анализатором, увел. 63.



Табл. XXXI. Псевдоморфоза антигоритового бастита (1) по ромбическому пироксену (2). По баститу развиты более поздние жилки тонкопластинчатого антигорита. Шлиф 601 (Массив г. Длинной), с анализатором, увел. 34.

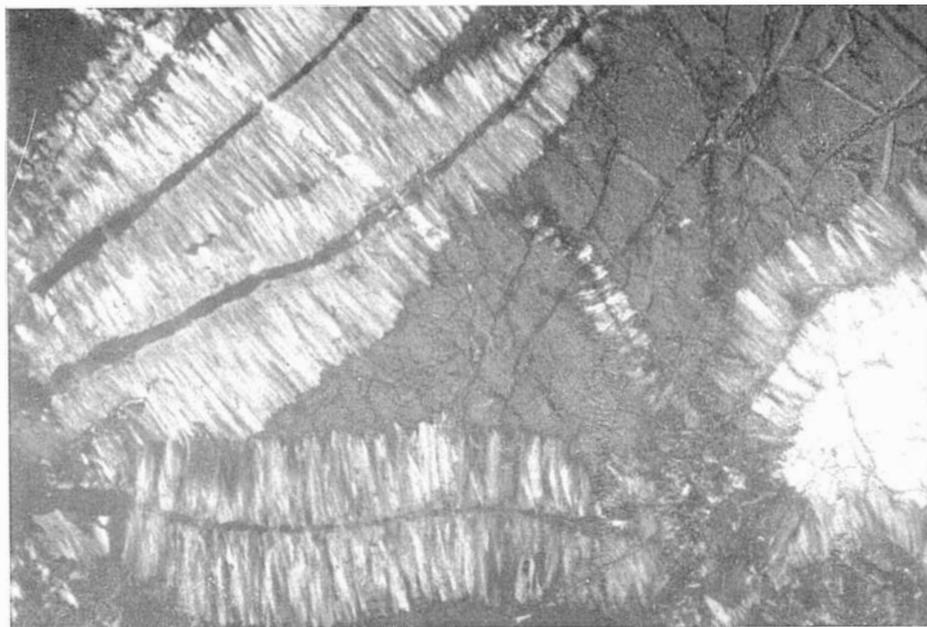


Табл. XXXII. Щеткообразные волокна антигорита в серпентинизированном дуните.
Шлиф 139 (Усть-Бельский массив), с анализатором, увел. 50.



Табл. XXXIII. Замещение lizardite-антигоритового серпентинита волокнистыми «сноповидными» агрегатами хризотила (светлое). Шлиф 165^Г (Пекульнейский массив), с анализатором, увел. 100.

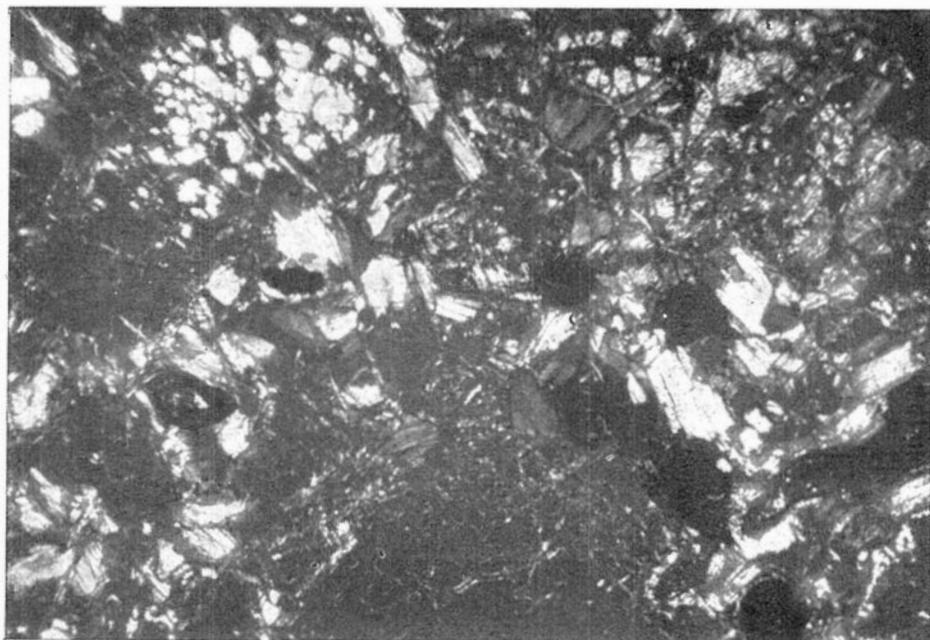


Табл. XXXIV. Скопления мелких пластинок клинохлора (светлое) вокруг зерен магнетита в серпентинизированном дуните. Шлиф 101 (Усть-Бельский массив), с анализатором, увел. 62.

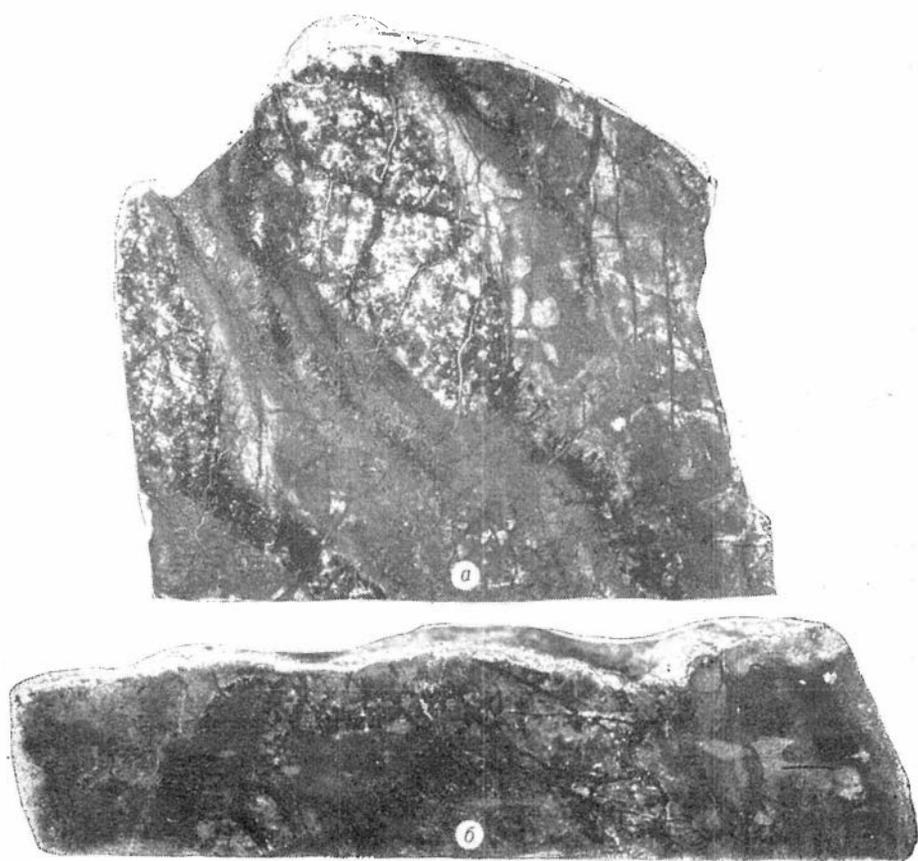


Табл. XXXV. Морфология жилок пироксенитов в дуните: а — вид с поверхности образца, светлое — участки дунита в жиле; б — вид в разрезе образца. Натуральная величина. Обр. 413^з, Чирынайский массив.

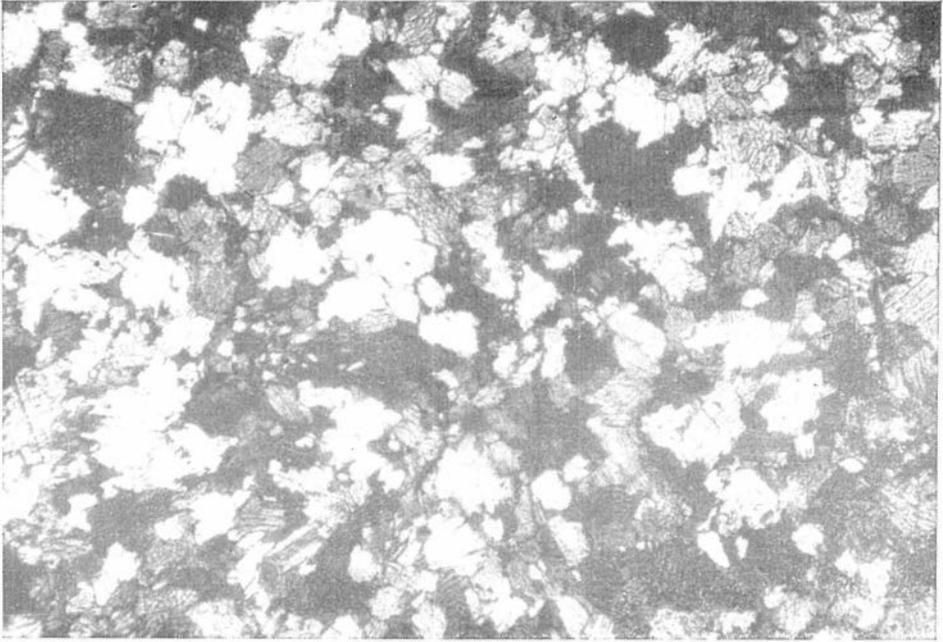


Табл. XXXVI. Характер грапобластовой структуры в мелкозернистых диопсидитах. Шлиф 575 (Чирьнайский массив), с анализатором, увел. 100.

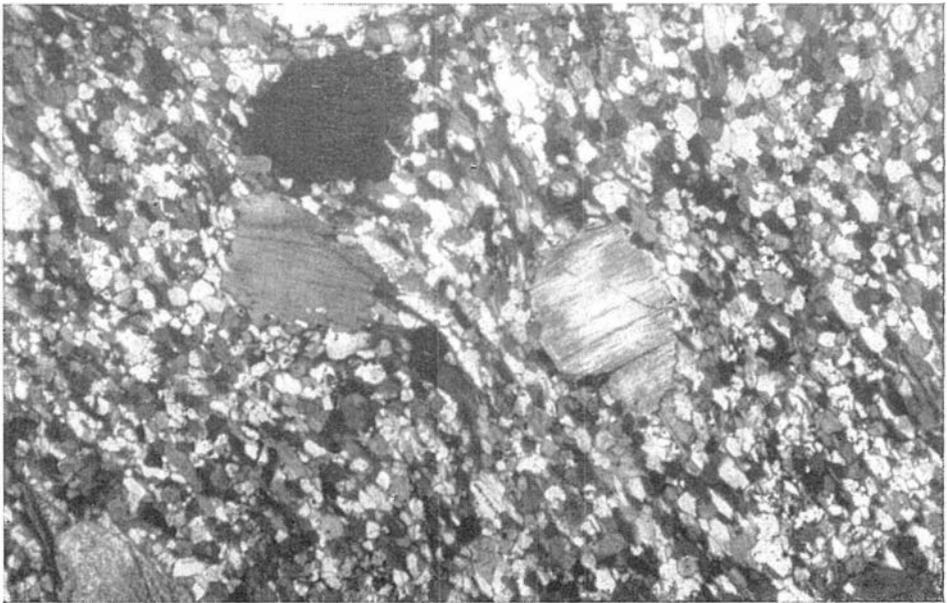


Табл. XXXVII. Порфиробластовая структура в диопсидитах, основная масса с микрогранобластовой структурой. Шлиф 574-2 (Чирьнайский массив), с анализатором, увел. 50.

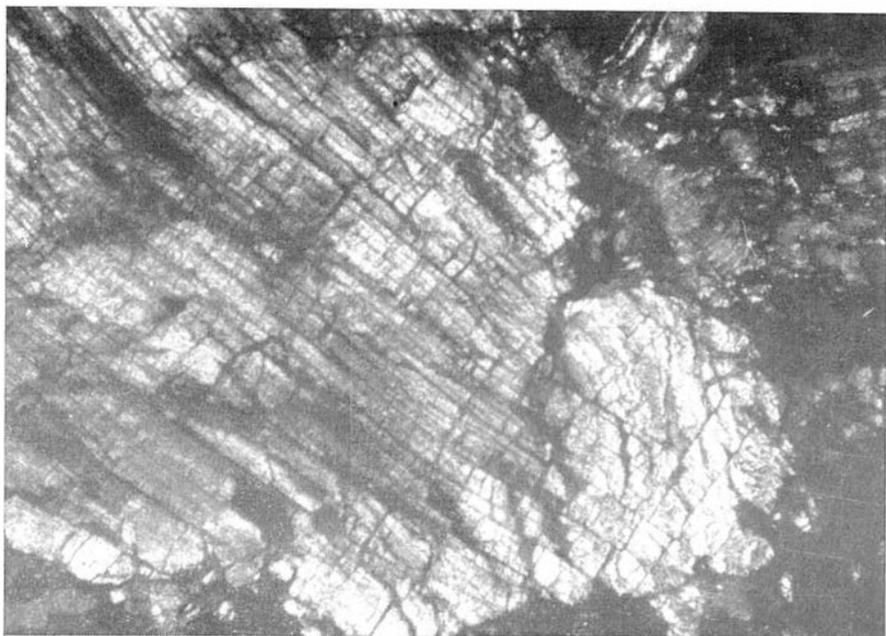


Табл. XXXVIII. Характер деформации в зернах моноклинного пироксена в диалитах. Шлиф 169б (Пекульнейский массив), с анализатором, увел. 50.

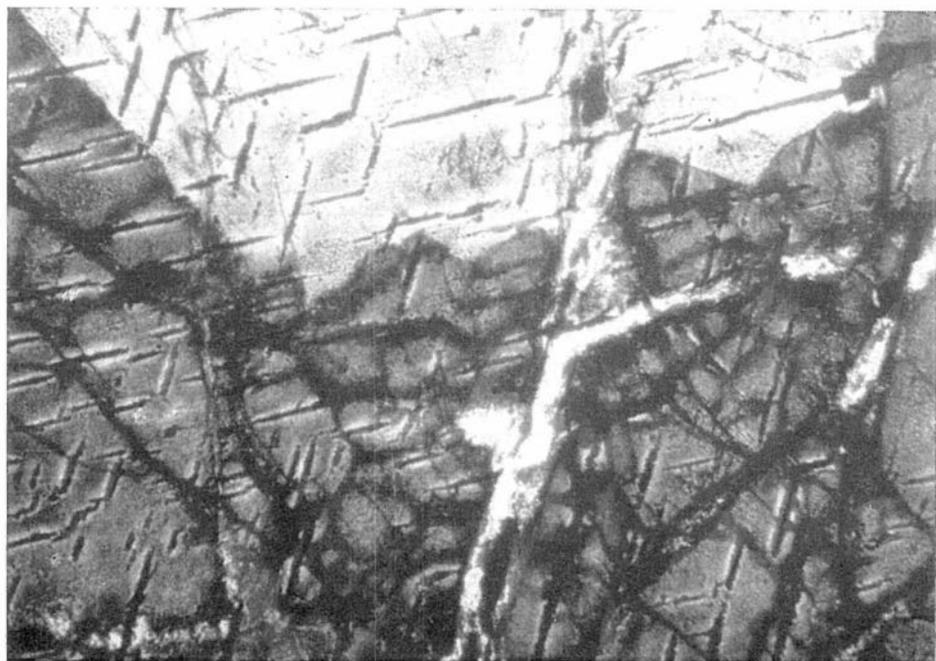


Табл. XXXIX. Структура распада (магнетитовая решетка) в шпинели из диопсидита. Шлиф 274г (Пекульнейский массив), увел. 50.

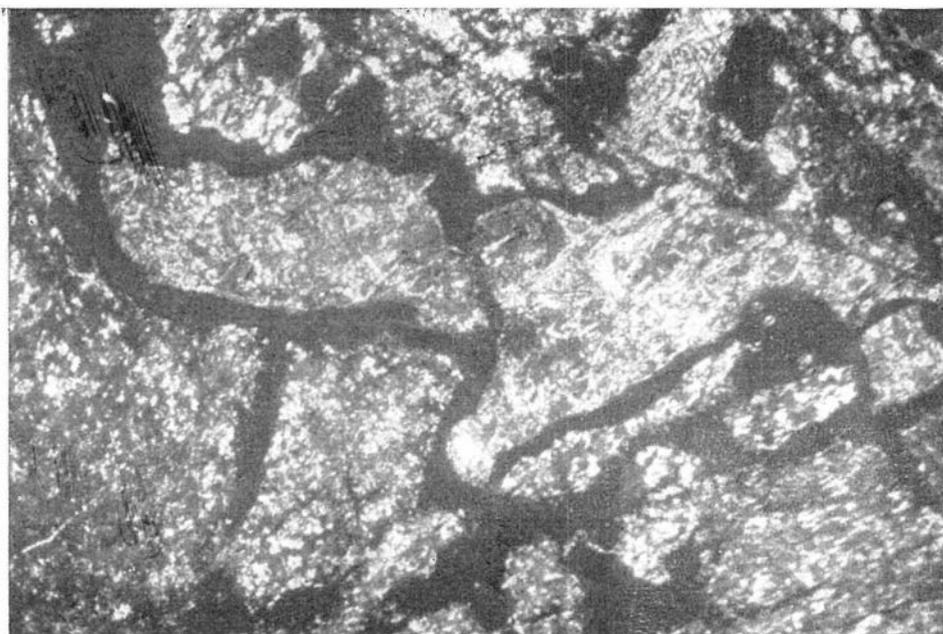


Табл. XL. Такситовая текстура в гранатсодержащих породах. Черные червеобразной формы выделения — граиат. Шлиф 575-4 (Чирынайский массив), с анализатором, увел. 50.

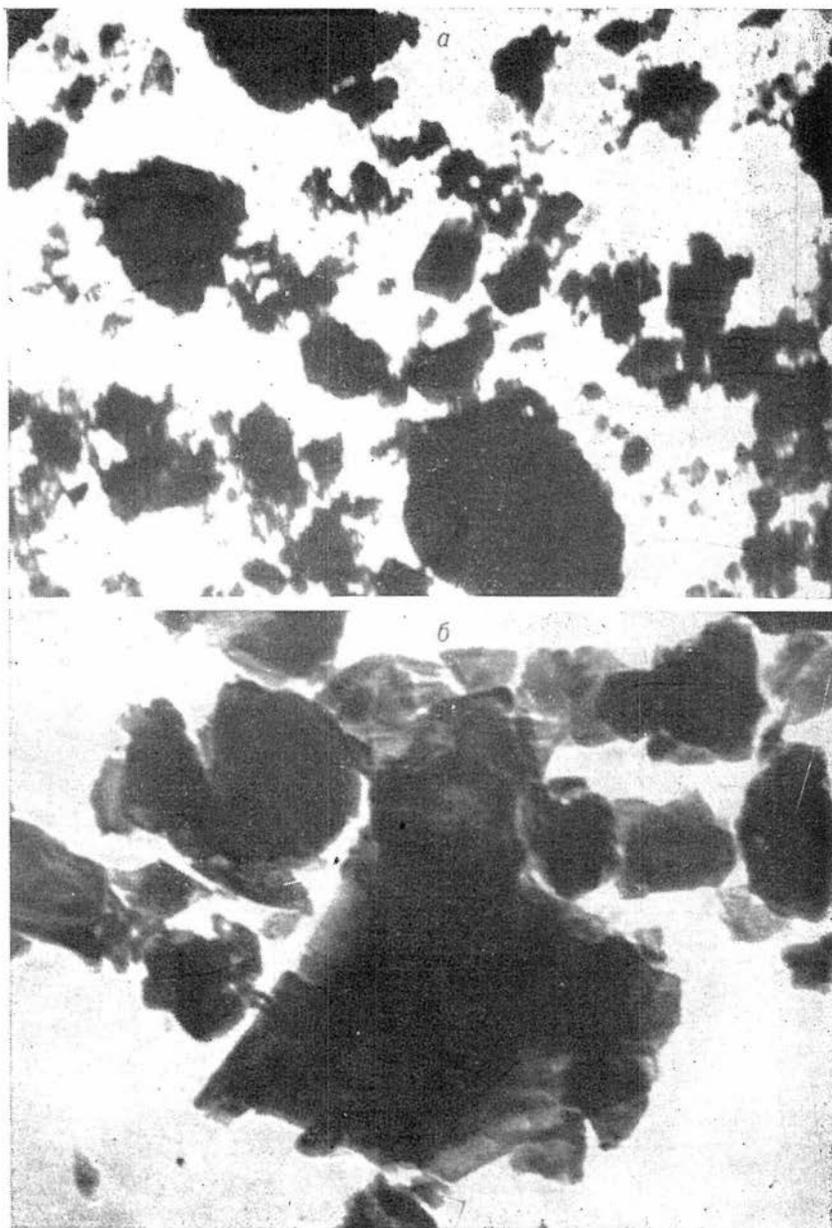
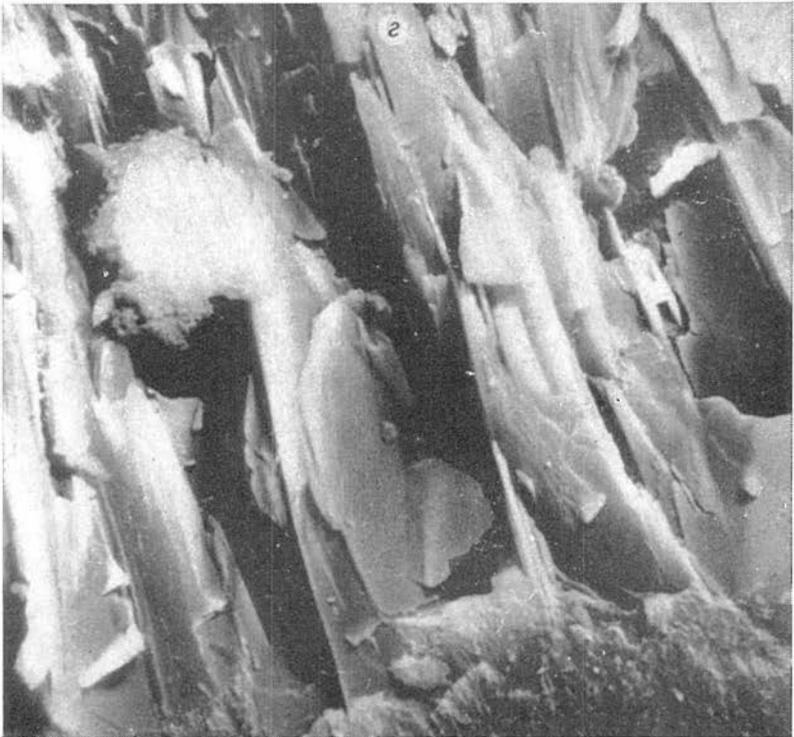
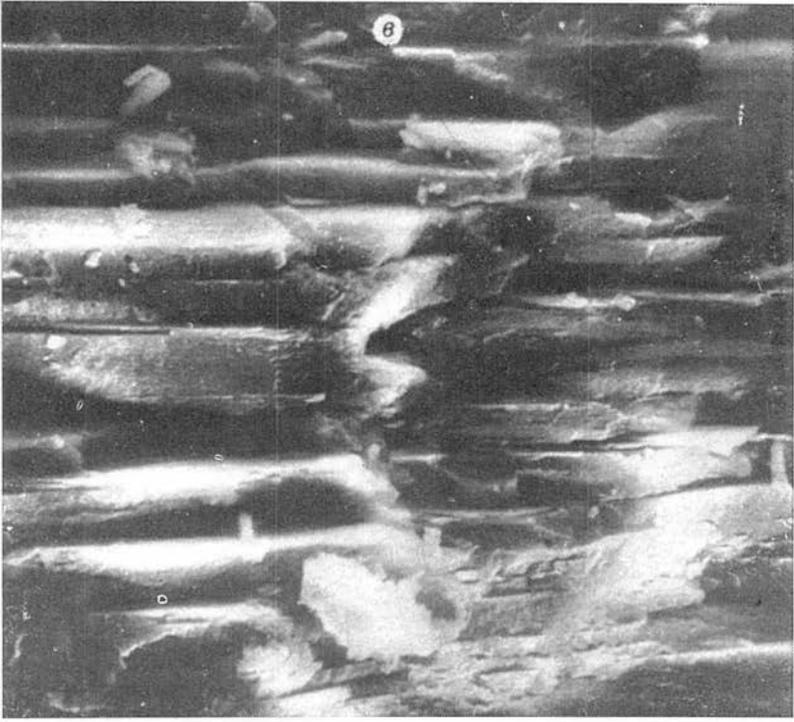


Табл. ХLI. Форма дисперсных частиц lizardита: а — I генерации (обр. 13^а, Тамватнэйский массив, серпентинизированный дунит, увел. 11 400), б — II генерации (обр. 405^б, бассейн р. Лозовки, аподунитовый серпентинит, увел. 50 000)



Табл. XIII. Форма дисперсных частиц антигорита II генерации: а — длиннопластинчатый антигорит (обр. 848-8, Куюльский массив, увел. 11 400); б — то же (реплика), увел. 16 500; в — антигоритовый бастит (обр. 9а, Тамватизийский массив, реплика, увел. 1300); г — то же, на контакте с лизардитом (обр. 234, Пекульнейский массив, реплика, увел. 2500).



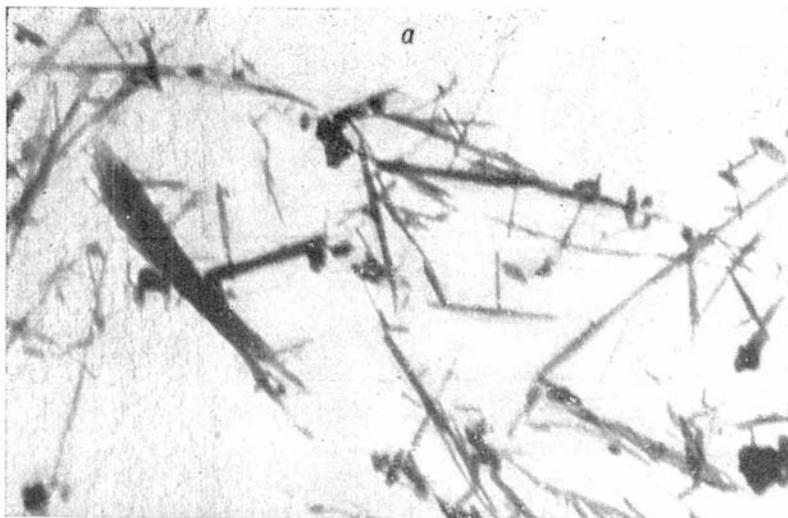


Табл. XIII. Форма дисперсных частиц хризотил-асбеста: а — обр. 7136, мыс Валингген, увел. 11 400; б — то же, увел. 100 000.

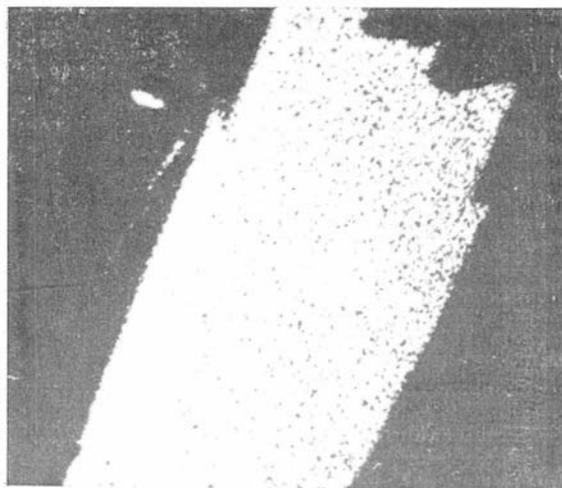


Табл. XIV. Распределение магния в кристалле кунфферита (съемка в $MgK\alpha$ -излучении).

О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е	5
Г л а в а I. Изученность гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы	7
Г л а в а II. Тектоника района и история его геологического развития	12
Г л а в а III. Гипербазитовые пояса Анадырско-Корякской складчатой системы	19
Западно-Чукотский гипербазитовый пояс	19
Корякский гипербазитовый пояс	52
Хатырский гипербазитовый пояс	66
Г л а в а IV. Петрография и минералогия	72
Ультраосновные породы	72
Петрографическая характеристика	72
Дуниты	74
Перидотиты	76
Породообразующие минералы	79
Оливин	79
Пироксены	91
Хромпишчелиты	108
Основные породы	116
Петрографическая характеристика	117
Ортомагматические габброиды	117
Парамагматические габброиды	119
Породообразующие минералы	121
Оливин	121
Пироксен	122
Роговая обманка	130
Плагноклаз	133
Магнетит	147
Метаморфические и метасоматические аноптербазитовые породы	147
Петрографическая характеристика	148
Серпентиниты	148
Пироксениты	155
Ариезиты	160
Породообразующие минералы	164
Минералы группы серпентина	164
Минералы метасоматических аноптербазитовых пород	188
Г л а в а V. Петрохимическая и геохимическая характеристика альпийотипных гипербазитов и связанных с ними метасоматических и основных пород	212
Г л а в а VI. Некоторые общие вопросы проблемы генезиса альпийотипных гипербазитов на примере Анадырско-Корякской складчатой системы	227
Положение гипербазитовых поясов Анадырско-Корякской складчатой системы в общей цепи гипербазитовых поясов западной части Тихоокеанского подвижного пояса	227
Проблемы происхождения альпийотипных гипербазитов	238
Механизм формирования гипербазитовых поясов	251
Л и т е р а т у р а	259
П р и л о ж е н и е I. Химические и спектральные анализы горных пород	271
П р и л о ж е н и е II. Микрофотографии шлифов п образцов	289

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. The study of ultramafic rocks of the Anadyr-Koryak folded system	7
Chapter II. Tectonics of the region and geological history of its evolution	12
Chapter III. Ultramafic belts of the Anadyr-Koryak folded system	19
West-Chukotsk belt	19
Koryak belt	52
Khatyrka belt	66
Chapter IV. Petrography and Mineralogy Ultramafic rocks	72
Ultramafic rocks	72
Petrographical characteristics	72
Dumites	74
Peridotites	76
Rock-forming minerals	79
Olivines	79
Pyroxenes	91
Chrome-spinellides	108
Basic rocks	116
Petrographical characteristics	117
Ortho-magmatic gabbroids	117
Para-magmatic gabbroids	119
Rock-forming minerals	121
Olivines	121
Pyroxenes	122
Hornblende	130
Plagioclases	133
Magnetite	147
Metamorphic and metasomatic apoultramafic rocks	147
Petrographical characteristics	148
Serpentinites	148
Pyroxenites	155
Ariegites	160
Rock-forming minerals	164
Serpentine minerals	164
Metasomatic minerals of the apoultramafic rocks	188
Chapter V. Petrochemical and geochemical characteristics of ultramafic and related metasomatic and basic rocks	212
Chapter VI. Some general questions of the problem of the genesis of ultramafic rocks on the example of the Anadyr-Koryak folded system	227
The position Anadyr-Koryak folded system's ultramafic belts among the ultramafic belts of the Pacific mobile belt	227
The problem of ultramafic rock's genesis	238
Mechanism of the formation of the ultramafic belts	251
Bibliography	259
Appendices I	271
Appendices II	289

**Георгий Владимирович Пишус, Вадим Викторович Велицкий,
Феликс Петрович Леснов, Олег Леонидович Башников,
Леонид Васильевич Агафонов**

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ СЛОЖДАТОЙ СИСТЕМЫ

Ответственный редактор
Юрий Алексеевич Кузнецов

Редактор *И. П. Зайцева*. Художественный редактор *В. И. Шумаков*. Художник *И. А. Савельева*. Технический редактор *А. В. Семцова*. Корректоры *В. Е. Селянина, Л. Л. Тычкина*.

Сдано в набор 14 ноября 1972 г. Подписано в печать 21 сентября 1973 г. МН 01088. Бумага машиномелованная 70×108¹/₁₆. 18 печ. л.+2 печ. л. на мел. бум.+2 вкл. на тир. бум., 28 усл. печ. л., 27,3 уч.-изд. л. Тираж 650 экз. Заказ 925. Цена 3 р. 08 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Петрографическая характеристика альпийских гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы и пространственно с ними связанных габброидов

Гипер-базитовый поле	Западно-Чукотский				Корякский					Хатырский	
	Масив	Масив	Масив	Масив	Масив	Масив	Масив	Масив	Масив	Масив	
Масив	Пекульнейский	Яранайский	Усть-Бельский	район мыса Валиаген	Куюльский	Тамватийский	Мало-Научирынский	г. 1064	г. Красная	Чирнайский	бассейн р. Хатыри
Главные типы пород гипербазитовых массивов	Преобладают серпентиниты, серпентинизированные дуниты, верлиты, резко подчинены лерцолиты	Резко преобладают апоперидотитовые серпентиниты, редко встречаются серпентинизированные дуниты	Преобладают гарцбургиты, менее развиты лерцолиты и дуниты, резко подчинены верлиты	Преобладают апоперидотитовые серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты. Резко подчинены дуниты. Характерны гипербазитовые брекчи, песчаники, гравелиты	Преобладают гарцбургиты, лерцолиты и апоперидотитовые серпентиниты, резко подчинены дуниты	Преобладают лерцолиты и их серпентинизированные разновидности, резко подчинены гарцбургиты и дуниты	Преобладают апоперидотитовые серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты. Редко встречаются гипербазитовые брекчи	В основном дуниты, резко подчинены гарцбургиты и серпентиниты	Преобладают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, резко подчинены лерцолиты	Преобладают гарцбургиты и дуниты и их серпентинизированные разновидности, резко подчинены лерцолиты	Преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, редко встречаются серпентинизированные гарцбургиты и дуниты. Характерна кора выветривания по гипербазитам
Алюминиевые метасоматические образования	Широко развиты жилы диопсидитов, диаллагитов, гранатосодержащих пород. Серпентиниты: преобладают лизардитовые, антигорит-лизардитовые, подчинены антигоритовые и хризотил-антигоритовые разновидности. Редко встречаются жилки хризотил-асбеста	Развиты жилы диопсидитов, диаллагитов. В составе серпентинитов преобладают лизардитовые, антигоритовые и смешанного состава разновидности, реже встречаются хризотилсодержащие разновидности и мелкие жилки хризотил-асбеста	В очень малых количествах встречаются мелкие жилки диопсидитов, энстатититов и вебстеритов. Более широко представлены родингиты. Серпентиниты представлены разнообразными антигорит-лизардитового состава, реже встречаются мономинеральные разновидности	Малочисленные жилы диопсидитов, очень редки жилы энстатититов и вебстеритов. Серпентиниты: лизардитовые и антигорит-лизардитовые, реже хризотил-антигоритовые, обильные жилки хризотил-асбеста	Жилы диаллагитов, диопсидитов, редко энстатититов и вебстеритов. Серпентиниты: лизардитовые, реже антигоритовые и смешанного состава, нередки жилки хризотил-асбеста	Редкие маломощные жилы вебстеритов. Серпентиниты: лизардитовые и антигоритовые, реже смешанного состава	Широко развиты жилы и лизы диопсидитов. Серпентиниты: в основном антигоритовые, редко встречаются жилки хризотил-асбеста	Широко развиты жилы энстатититов, реже вебстеритов. Серпентиниты: лизардитовые, антигоритовые и смешанного состава, редки жилки хризотил-асбеста	Преобладают жилы энстатититов, редко встречаются вебстериты и гранатосодержащие породы. Серпентиниты: преобладают лизардитовые и антигорит-лизардитовые разновидности	Широко развиты жилы энстатититов и вебстеритов, реже диопсидитов, арсезитов и гранатосодержащих пород. Серпентиниты: в основном лизардитовые, реже антигоритовые и смешанного состава, обильные жилки хризотил-асбеста	Преобладают жилы энстатититов, реже встречаются вебстериты и гранатосодержащие породы. Серпентиниты: лизардитовые, антигоритовые и реже смешанного состава, обильные жилки хризотил-асбеста
Габброиды парамагматические	Меланократовые оливиновые габбро, троктолиты, апортозиты, плагиоклазсодержащие верлиты	Меланократовые оливиновые габбро, троктолиты, плагиоклазсодержащие верлиты и дуниты	Меланократовые оливиновые габбро, троктолиты, плагиоклазсодержащие верлиты и дуниты	Оливиновые габбро, плагиоклазсодержащие верлиты и дуниты	Оливиновые габбро, троктолиты	Оливиновые габбро, троктолиты	Меланократовые оливиновые габбро, плагиоклазсодержащие верлиты и лерцолиты	Нет данных	Оливиновые габбро	Троктолиты, плагиоклазсодержащие лерцолиты	Оливиновые габбро
Габброиды ортомагматические	Габбро, габбро-пориты, пориты, габбро-пегматиты	Габбро, габбро-пегматиты	Габбро-пориты, оливинсодержащие габбро	Габбро, габбро-пориты, оливинсодержащие габбро, габбро-пегматиты	Пегматондные габбро, габбро-пориты, пориты	Пегматондные габбро, габбро-пориты	Нет данных	Габбро, габбро-пориты	Габбро, габбро-пориты	Габбро-пориты, габбро, пегматондные габбро	

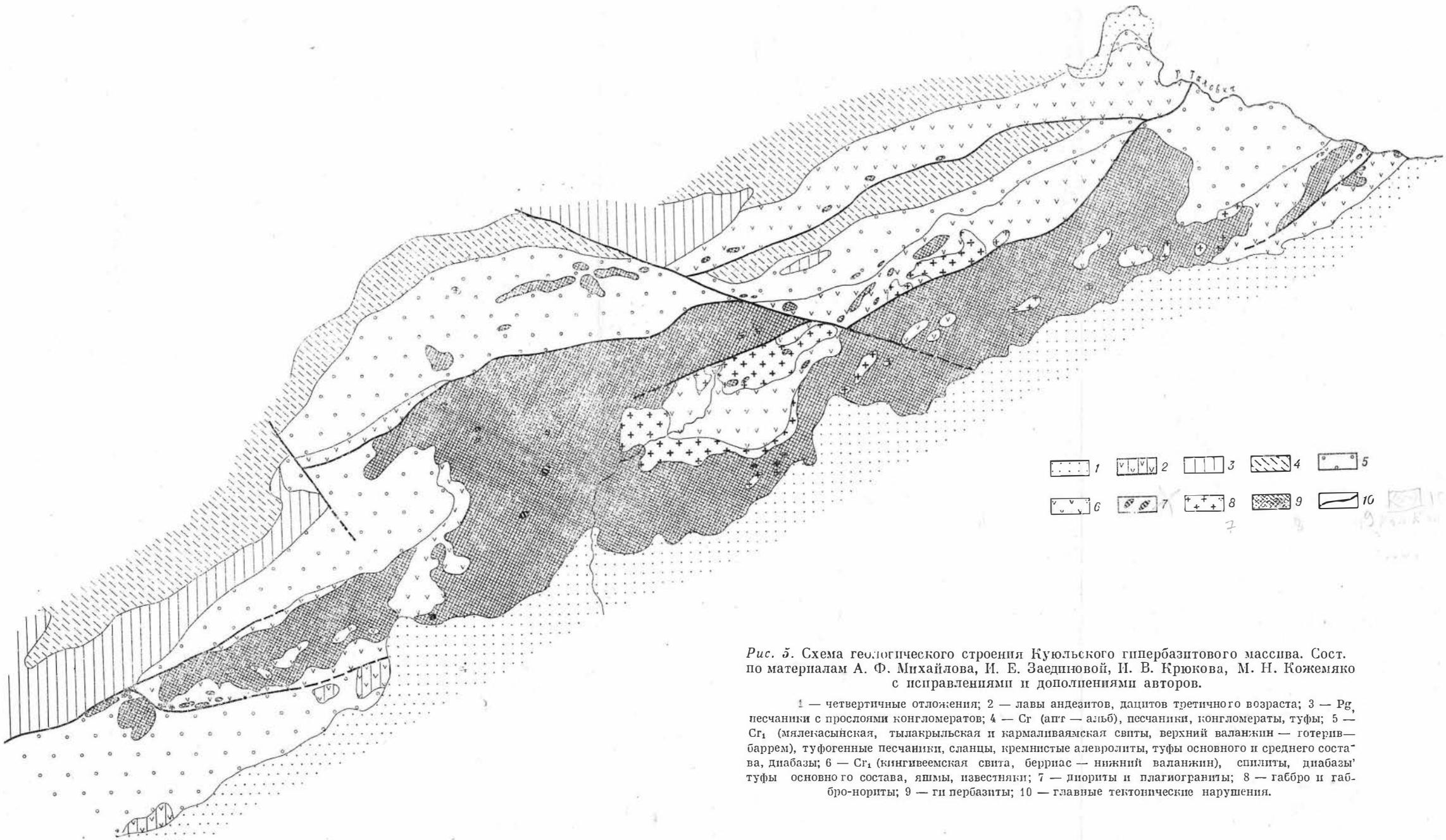


Рис. 5. Схема геологического строения Куюльского гипербазитового массива. Сост. по материалам А. Ф. Михайлова, И. Е. Заединовой, И. В. Крюкова, М. Н. Кожемяко с исправлениями и дополнениями авторов.

1 — четвертичные отложения; 2 — лавы андезитов, дацитов третичного возраста; 3 — Pg, песчаники с прослоями конгломератов; 4 — Сг (апг — альб), песчаники, конгломераты, туфы; 5 — Сг₁ (мялекасынская, тылакрыльская и кармаливаямская свиты, верхний валанжин — готеривбаррем), туфогенные песчаники, сланцы, кремнистые алевролиты, туфы основного и среднего состава, диабазы; 6 — Сг₁ (кингивеемская свита, берриас — нижний валанжин), спилиты, диабазы, туфы основного состава, яшмы, известняки; 7 — диориты и плагиограниты; 8 — габбро и габбро-нориты; 9 — ги пербазиты; 10 — главные тектонические нарушения.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
77	1 снизу	признаками	признакам
88	Табл. 9, 1 колонка справа	Типов	пиков
95, 97, 104, 127, 129, 193, 197	Таблицы	Количество понов в пересчете на 6(0)	Количество ионов в пересчете на 6(0)
134, 136, 145	Таблицы	Количество ионов в расчете на 32(0)	Количество понов в пересчете на 32(0)
128	Табл. 36, 2 колонка справа	Состав, мол. %	Состав Nd, мол. %
130	23 снизу	абброндных	габброндных
141	1 сверху	Таким образом данный ,	Таким образом, данный
146	10 сверху	выводы, этих	выводы этих
146	8 снизу	A (131)	\bar{A} (131)
240	Табл. 101, головка	T°, Уханову, С	T, °C
244	Рис. 44, подпись	$P_{H_2O} < R_{общ}$	$P_{H_2O} < P_{общ}$

Г. В. Пинус и др. «Альпийские гипербазиты
Анадырско-Корякской складчатой системы»