

А.А.Ефимов

**ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
УРАЛА
И ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого

А.А.Ефимов

ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
УРАЛА
И ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВ

4629



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1984



А.А. Ефимов. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. — М.: Наука, 1984.

На Уральском материале и в приложении главным образом к проблеме офиолитов рассматриваются вопросы генезиса гипербазитов и габбро. Показано, что сумма имеющихся данных не находит адекватного объяснения, если исходить из гипотезы, предполагающей образование габбро-гипербазитовой части офиолитов в губчовом магматическом очаге. Предложена альтернативная концепция, согласно которой не только гипербазиты, но и габбро образуются на довольно глубоких уровнях верхней мантии и поступают в кору в виде метаморфических пород, представляющих собой продукт ретроградного метаморфического преобразования (декомпрессии) мантийного базит-гипербазитового вещества, первоначально сложного высокобарическими минеральными ассоциациями.

Табл. 5 + Приложение. Ил. 65. Библиогр. 235 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
С.Н. ИВАНОВ

Александр Александрович Ефимов
ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛА И ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВ

Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии УНЦ АН СССР

Редактор Д.Д. Багдатлишвили. Художник Н.В. Кондрашев
Художественный редактор М. Версокая. Технический редактор М.К. Серегина
Корректор В.Н. Пчелкина

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатальных автоматах

ИБ № 27700

Подписано к печати 19.01.84. Т—00229. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ. 14,5 + 0,1 вкл. Усл.кр.-отт. 14,6
Уч.-изд. 19,7. Тираж 600 экз. Тип. зак. 1046 Цена 3 р. 30 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Авторы новейших геотектонических гипотез, имеющих целью объяснить глобальную взаимосвязь явлений в коре и мантии Земли, уделяют особое внимание офиолитам — закономерной для складчатых областей фанерозоя ассоциации кристаллических горных пород габбро-гипербазитового состава, основных вулканитов и глубоководных осадков. Генетический смысл двух последних членов офиолитовой ассоциации, по крайней мере в первом приближении, достаточно ясен всем исследователям: вулканиты образовались путем излияния лав, а осадочные породы — путем накопления различных осадков на морском дне. Что же касается гипербазитов и габбро, то их генезис, природа связи между ними и соотношения с другими членами ассоциации продолжают оставаться предметом оживленного обсуждения.

Долгое время петрологи были убеждены в том, что эти горные породы образовались в результате внедрения в земную кору, дифференциации и затвердевания глубинных магм. Однако с начала 50-х годов в мировой литературе стали появляться работы, объяснявшие их особенности превращениями в твердом состоянии; дискуссия о роли метасоматоза в образовании (или по крайней мере в преобразовании) гипербазитов и габбро не прекратилась и по сей день, хотя наиболее категоричные высказывания сторонников этого направления не выдержали испытания временем. Примерно в это же время появились представления о гипербазитах как об отторженцах или выступах твердой мантии, выведенных в структуру земной коры тектоническим путем. Наконец, возникновение идей неомобилизма вызвало к жизни еще одну группу гипотез, трактующих офиолиты континентов как фрагменты древней океанической коры и верхней мантии, некогда слагавшие фундамент эвгеосинклиналей.

Среди палеозойских складчатых областей Урал выделяется колоссальными масштабами развития и разнообразием гипербазитов и габбро. Не будет преувеличением сказать, что вся история отечественных представлений в области петрологии этих горных пород — прежде всего история развития представлений о гипербазитах и габбро Урала. В то время, когда другие регионы были еще "белыми пятнами", Урал был уже известен как габбро-гипербазитовая провинция, имелись геологические карты и описания уральских объектов, справедливо считающиеся сейчас классическими. Поэтому любая новая информация, касающаяся уральских гипербазитов и габбро, представляет, как правило, не только региональный интерес.

Изучение габбро-гипербазитовых комплексов было начато автором в 1954 г. в связи с планомерными геологическими съемками массивов Платиноносного пояса, проводившимися по заданию Уральского геологического управления. К 1970 г. были изучены и детально закартированы два массива, широко известные по работам Л. Дюпарка и Ф.Ю. Левинсон-Лессинга — Кытлымский и Денежкин Камень, а также проведены полевое обследование и ревизия геологических карт для большей части Платиноносного пояса — от 56 до 62° с. ш. С 1971 г. в Институте геологии и геохимии

УНЦ АН СССР по инициативе академика А.В. Пейве и члена-корреспондента АН СССР С.Н. Иванова разрабатывалась тема "Строение и развитие земной коры Уральской геосинклинали", с разной степенью детальности изучались габбро-гипербазитовые массивы Южного и Полярного Урала. Автор имел возможность ознакомиться с габбро-гипербазитовыми комплексами в большинстве других районов Урала и в некоторых других регионах — в Северном Прибайкалье, Приморье, на Кольском полуострове, в Тянь-Шане, Султануиздаге и Канадских Аппалачах; на Алданском щите был изучен Кондерский массив платиноносных дунитов.

В основу настоящей работы положен уральский материал. Вопросы генезиса разбираются на примере нескольких объектов так называемого Главного Уральского глубинного разлома (надвига) — структурной зоны протяженностью более 2000 км, в которой сосредоточены самые крупные, хорошо обнаженные и типичные для Урала габбро-гипербазитовые комплексы. Главная цель монографии — обсуждение на основе оригинального материала наиболее важных вопросов истории формирования габбро-гипербазитовых комплексов Урала и приложение сделанных выводов к проблеме офиолитов.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ УРАЛА

Тесная пространственная связь гипербазитов и габбро была замечена на Урале давно, и уже в начале 20-х годов в литературу вошел термин "габбро-перидотитовая формация". Впоследствии большинство исследователей пришли к выводу о гетерогенности этих горных пород и о существовании на Урале по крайней мере двух формаций или ассоциаций: дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) и дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной). Первая трактовалась обычно как образовавшаяся из самостоятельной перидотитовой магмы, вторая — как продукт дифференциации первично гомогенной габбровой ("базальтоидной") магмы. Увлеченные вопросом природы гипербазитового вещества, исследователи часто игнорировали не менее важный вопрос о природе габбро и характере их связи с гипербазитами, особенно для альпинотипной ассоциации. Стало популярным не подкрепленное конкретными наблюдениями представление о том, что габбро слагают интрузии, внедрившиеся по глубинным разломам вслед за интрузиями гипербазитов. Возникло распространенное до сих пор в литературе представление о магматических формациях собственно гипербазитовых и габбровых.

Опыт изучения уральских объектов позволяет утверждать, что такое представление не соответствует действительности вне зависимости от того, с каких позиций обсуждается проблема. Гипербазиты и габбро даже при наличии между ними внутренних несогласий всегда составляют некую структурно-генетическую общность*. Следует говорить о *габбро-гипербазитовых комплексах*. Этот применяемый автором в дальнейшем изложении термин близок к старому понятию "габбро-перидотитовая формация", но не идентичен ему, поскольку последнее предполагало ортомагматическую природу всех гипербазитов и габбро и, кроме того, имел довольно узкое значение, обозначая, по существу, только ассоциацию, свойственную складчатым областям. Между тем гипербазиты и габбро встречаются и в совершенно другой геологической обстановке, вне связи с начальными фазами развития геосинклиналей, и обычны на платформах, где офиолиты отсут-

* Эта простая истина, достаточно очевидная для непредубежденных наблюдателей уже много десятилетий назад, сейчас, как это ни странно, многим кажется неочевидной. Поэтому заслуживает уважения постоянство Т. Тэйера, упорно повторяющего тезис о генетической близости гипербазитов и габбро, хотя для этого ему приходится ставить под сомнение даже парадигму современной петрологии — представление о комплементарности гипербазитов и толеитовых базальтов: "Отношения между габбровыми породами и перидотитами... должны быть гораздо лучше изучены... прежде чем гипотеза частичного плавления ... может быть рассмотрена как запечатленная в известных нам породах" [232, с. 514]; "... петрологи, рассматривающие альпийские дуниты как тугоплавкий остаток от генерации толеитовой магмы ... не делают критических попыток принять во внимание соотношения альпийских перидотитов и дунитов с хромититами и габбро..." [231, с. 238]. И, наконец: "Самое дотошное изучение альпинотипных плутонов, сложенных только перидотитами, может сказать лишь о малой части истории (офиолитовых комплексов. — А.Е.), не более, чем изучение зебры в зоопарке — о ее поведении в диком стаде" [231, с. 239].

ствуют. При этом различия между габбро-гипербазитовыми комплексами геосинклиналей и платформ, по мнению автора, существенны, но не настолько велики, чтобы предполагать для них принципиально различный генезис. В такой постановке петрологический вопрос о природе габбро-гипербазитовых комплексов выходит за рамки офиолитовой проблемы и приобретает более общий смысл.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В истории изучения габбро-гипербазитовых комплексов Урала отчетливо выделяются три периода, связанных с появлением новых идей. Первый из них начался в конце XIX столетия и продолжался до 50-х годов текущего и связан с именами классиков отечественной и европейской петрографии — Е.С. Федорова, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Л. Дюпарка, Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого. За период более полувека усилиями многих исследователей сначала в общих чертах, а затем и весьма детально было выяснено распространение гипербазитов и габбро на всем протяжении Урала, были изучены микроскопически и химически горные породы, составлены геологические карты, часть которых до сих пор не превзойдена в смысле точности, и опубликованы монографии, в своей фактической части и сейчас являющиеся справочным пособием. Классический период — это время экстенсивного изучения габбро-гипербазитовых комплексов Урала, становления и развития теории магматической дифференциации и почти всеобщего согласия исследователей в вопросах источника вещества и механизма образования габбро-гипербазитовых комплексов. Только что обнаруженные объекты едва прорисовывались на картах и в сознании исследователей. Все капитальные работы того времени, по существу, — свидетельства первооткрывателей. Генетические выводы и трактовка наблюдений занимают в этих работах немного места, разногласия между авторами, касающиеся деталей, еще не дискутируются. Лишь в конце периода, в 30-х и 40-х годах, в работах А.Н. Заварицкого, Г.Л. Падалки и А.Н. Алешкова можно предугадать острую дискуссию, которая развернется в последующие годы.

Начало второго, трансформистского периода связано с вполне определенным событием — публикацией в 1952 г. статьи Н.М. Успенского "О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала" [151]. Автор статьи не был известен как специалист в области петрологии гипербазитов и габбро. Его выводы, как отмечалось в критических выступлениях того времени, были отражением мировой дискуссии о природе гранита и предполагали метасоматический (без всякого участия магмы) генезис гипербазитов и габбро Платиноносного пояса. Исходные предпосылки гипотезы Н.М. Успенского в дальнейшем не были подтверждены; однако его статья сыграла большую роль, положив начало многолетней дискуссии, в ходе которой стали известными многие новые факты, разрушившие стройность ортомагматической концепции. Как и следовало ожидать, за 20 лет трансформисты не смогли полностью убедить оппонентов в своей правоте, столкнувшись с большими трудностями, главнейшие из которых связаны с необходимостью объяснения источника вещества в метасоматозе и природы его агента. Тем не менее второй период оставил заметный след в интересующей нас области. Было опубликовано множество статей, часто весьма дискуссионных, и несколько монографий, в которых на солидной фактической базе рассматривались генетические вопросы и приводились в самой различной степени убедительные доводы в пользу немагматического генезиса отдельных типов горных пород и руд [12, 16, 33, 106, 109, 112, 134, 152, 163 и др.].

Начало третьего, современного периода следует отнести к 1969 г., когда была опубликована известная работа А.В. Пейве "Океаническая кора геологического прошлого" [116]. С этим весьма важным рубежом связано возрождение редко употреблявшегося до этого на Урале термина "офиолиты". Новое представление об офиолитах как о тектонически перемещенных фрагментах ложа древних океанов за короткий срок привело к значительному прогрессу в понимании габбро-гипербазитовых комплексов Урала.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ЕСТЕСТВЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ

Если исключить из рассмотрения редкие для Урала габбро-гипербазитовые комплексы Западного склона, во многих случаях сходные с комплексами платформы и образовавшиеся, как считают, до возникновения Уральской геосинклинали [59, 146], то в пределах эвгеосинклинали зоны есть основания выделять два главных типа. Первый — это обычная для всех складчатых областей фанерозоя офиолитовая (альпинотипная)* ассоциация. Ее характерный и универсальный признак — присутствие гарцбургитов. Дуниты могут слагать крупные массы, но чаще подчинены в своем развитии гарцбургитам, которые иногда являются здесь единственным типом гипербазитов. Лерцолиты развиты незначительно. Пироксениты и верлиты — почти неизменная составная часть альпинотипных массивов, в особенности крупных, однако они могут и отсутствовать. Габбро обычны, редко отсутствуют совершенно, иногда же слагают очень крупные массы (Полярный Урал).

Второй тип габбро-гипербазитовых ассоциаций образует структурно и географически обособленную единицу — Платиноносный пояс. Массивы типа уральских платиноносных, вообще говоря, не характерны для складчатых областей. Их часто называют "зональными", "концентрически-зональными", "конфокальными"; действительно, многим из них свойственно более или менее совершенное концентрическое строение, однако распространенное представление о них как о дунитовых "ядрах", облекаемых оболочками пироксенитов и габбро, слишком упрощено. Главная их особенность состоит в полном отсутствии гарцбургитов. Оливин-энстатитовые породы, близкие к гарцбургитам, обнаружены лишь в одном пункте Платиноносного пояса, где слагают совершенно незначительную по размерам зону между дунитами и пироксенитами.

Отсутствие гарцбургитов, самородная платина в дунитах и еще, пожалуй, присутствие лабрадоровых офитовых габбро-норитов — самые существенные отличия ассоциации Платиноносного пояса от альпинотипной. Другие отличия при всей их важности носят скорее статистический характер. Так, пироксениты, верлиты и габбро свойственны в равной мере обеим ассоциациям, но в Платиноносном поясе преобладают. Титаномагнетитовое оруденение широко распространено в платиноносных массивах, но редкие его проявления встречаются и в альпинотипных. Крупные скопления хромитовых руд известны только в последних, однако это совсем не универсальная принадлежность каждого из них; в то же время в платиноносных

* В группу "альпинотипных" (alpine type) включают [73] базит-гипербазитовые комплексы двух типов: собственно офиолитовые (alpine sensu stricto [232]) и комплексы "корневых зон", известные, например, в Альпийской складчатой области (гипербазиты лерцолитового состава, базиты типа гранатовых пироксенитов, эклогиты, сложенные барофильными минералами). Последние на Урале не обнаружены; их особое значение для офиолитовой проблемы рассматривается в гл. 9. В дальнейшем изложении термин "альпинотипные" употребляется в применении только к офиолитовой ассоциации.

массивах встречаются не такие уж мелкие по сравнению с размерами дунитовых тел хромитовые тела. Существует еще целый ряд отличий статистического типа: меньшие средние содержания никеля в платиноносных дунитах, широкое развитие связанных с последними железистых оливинных пород и др.

Таким образом, если исключить один решающий признак — наличие или отсутствие гарцбургитов, эти типы естественных ассоциаций даже при имеющихся различиях трудно рассматривать как принципиально различные образования. На Урале и в других регионах существует достаточно большое количество массивов, однозначное отнесение которых к тому или другому типу затруднительно. Все это позволяет предполагать глубокое генетическое единство всех габбро-гипербазитовых комплексов [28]. Тем не менее различия между ними достаточно серьезны и нуждаются в объяснении.

Для дальнейшего изложения вполне достаточно считать, что в пределах палеозойской Уральской геосинклинали существуют два типа габбро-гипербазитовых ассоциаций: альпинотипный (собственно офиолитовый) и платиноносный.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Распространение габбро-гипербазитовых комплексов на Урале описано во многих работах начиная с 20-х годов, поэтому здесь даются лишь самые общие сведения на этот счет. В ранних работах [132, 133] области их развития выделялись как "пояса габбро-перидотитовой формации". В более поздних работах [7, 55, 165 и др.] стали фигурировать "гипербазитовые пояса"; при этом из них искусственно вычленилась гипербазитовая часть, а габбровая составляющая игнорировалась. Если это было справедливо в какой-то мере для многих массивов альпийского типа с преобладанием гарцбургитов или серпентинитов, то для Платиноносного пояса такой подход следует считать неточным. Так, например, в схеме И.А. Малахова [94, с. 150] выделен "Платиноносный пояс ультраосновных пород"; из описания никак не следует, что гипербазиты составляют здесь всего лишь часть, притом не большую, крупных габбро-гипербазитовых комплексов с единой структурой. Такая терминология неверна и для наиболее крупных альпинотипных комплексов, например полярноуральских, в которых массы габбро сопоставимы по объему с массами гипербазитов. В последние годы в употребление входит термин "офиолитовые пояса"; поскольку на Урале под офиолитами часто разумеются, по существу, только гипербазиты и габбро (вулканический член представлен в этих поясах лишь зонами параллельных даек, развитыми не повсеместно и в небольших масштабах), то этот термин кажется наиболее приемлемым. Основные эффузивы, которые можно отнести к офиолитовой ассоциации, на Урале, хотя и обнаруживают пространственную связь с гипербазитами и габбро, не слагают верхние части непрерывных офиолитовых разрезов, как это характерно для других регионов мира, где описаны разрезы, считающиеся эталонным древней океанической коры [73].

В современной структуре Урала выделяется Главный офиолитовый пояс протяженностью более 2000 км — от 48 до 68° с. ш., в котором сосредоточена большая часть габбро-гипербазитовых массивов, в том числе наиболее крупные из них. Этот пояс, маркирующий шовную зону Главного Уральского глубинного разлома, располагается вблизи западной границы палеозойской эвгеосинклинали (рис. 1, см. вкл.). Различные участки пояса не однотипны. Самую северную его часть, от Байдарацкой губы до

широты примерно в $64^{\circ}30'$, составляет Полярноуральский офиолитовый пояс, в который входят массивы Сыум-Кеу (Хадатинский), Войкарский (Войкар-Сыньинский, Пай-Ер), Рай-Из и ряд более мелких. В массивах Полярного Урала преобладают гарцбургиты и дуниты; постоянно присутствуют пироксениты и верлиты, слагающие переходные к габбро зоны. Довольно обычны зоны параллельных даек.

Несколько южнее верховьев р. Хулги, там, где уральские структуры приобретают меридиональное простирание, начинается Платиноносный пояс — цепь существенно габбровых тел протяженностью около 900 км. По внутреннему строению и истории развития этот пояс существенно отличается от всех других. Здесь преобладают разнообразные габбро, структурно тесно связанные с пироксенитами и верлитами; гарцбургиты отсутствуют, а платиноносные дуниты слагают несколько небольших тел, тяготеющих обычно к западной окраине пояса. Северная, до сих пор слабо изученная часть Платиноносного пояса включает массивы Хорасюрский и Ялпинг-Ньер; к югу следуют крупные массивы — Чистопский, Помурский, Денежкин Камень, Кумбинский, Кытлымский, Павдинский, Качканарский, Баранчинский и Тагильский. Пояс заканчивается на юге небольшим Омутнинским дунитовым телом, входящим в состав Ревдинского массива.

Южным продолжением Полярноуральского пояса считается обычно так называемый Салатимский пояс — линейная зона многочисленных мелких тел, сложенных преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами, прослеживающаяся вдоль западной окраины Платиноносного пояса до широты примерно в $59^{\circ}30'$. Мелкие серпентинитовые тела пояса местами пространственно почти совмещены с платиноносными массивами, чаще же отделены от них зелеными сланцами и вулканитами.

Южнее окончания Платиноносного пояса (верховья р. Чусовой) прослеживается более чем на 600 км цепь узких, линейно вытянутых тел, сложенных преимущественно серпентинитами при подчиненном развитии гарцбургитов, пироксенитов и габбро (массивы Карабашский, Атлянский, Нуралинский, Миндякский и др.). На южном окончании этой цепи находятся самые крупные из массивов Южного Урала — Халиловский, Хабаровинский и Кемпирсайский. В их составе преобладают гарцбургиты, но местами достаточно широко развиты пироксениты и габбро. Южнее Кемпирсайского массива гипербазиты того же типа слагают Кокпектинский массив, погребенный под рыхлыми отложениями; буровыми и геофизическими работами установлено, что это — крупное тело, сравнимое по размерам с Кемпирсайским массивом [6].

Изолированная область развития преимущественно гарцбургитов при резко подчиненном развитии всех других пород находится к западу от Главного пояса, в районе Зилаирского погружения. Группа известных здесь крупных массивов Крака в последние годы рассматривается как типичный аллохтон, перемещенный из эвгеосинклинальной зоны на запад [63, 64]. Такую же позицию занимают, по-видимому, многочисленные гипербазитовые тела Присакмарской группы, района Медногорска и Блявы, являющиеся, по существу, зоной развития серпентинитового меланжа.

К востоку от Главного пояса габбро-гипербазитовые массивы сосредоточены в двух районах: в полосе Серов—Уфалей — на севере, в пределах Тагильского синклиория, и в полосе Челябинск — Джетыгара — на юге, в Магнитогорском синклиории. Здесь выделяется несколько (до 10 и более, по-разному у разных авторов) офиолитовых поясов и множество мелких, преимущественно серпентинитовых тел, рассеянных по всей площади эвгеосинклинальной зоны. Наиболее крупные из массивов северного

ареала (Восточно-Тагильский, Алапаевский) имеют площадь до нескольких сот квадратных километров. В южном ареале при огромном общем количестве габбро-гипербазитовых тел преобладают тела среднего и мелкого масштаба. Область распространения офиолитов на востоке не ограничивается обнаженной частью Урала — многочисленные их тела и пояса вскрыты бурением под чехлом мезокайнозоя namного восточнее, до Тюмени.

К западу от Главного пояса на Среднем и Северном Урале известны немногочисленные, группирующиеся в пояса небольшой протяженности тела существенно гипербазитового состава. Самая северная — Вишерская — группировка тел апогарцбургитовых серпентинитов и пироксенитов в верховьях рек Мойвы и Улса по составу в общем близка к обычным офиолитам. Так называемый Сарановский пояс включает несколько тел серпентинитов, образовавшихся за счет гарцбургитов экзотического типа, не встречающихся в других поясах. Они отличаются повышенной железистостью, содержанием титана, структурами и содержат тонкополосчатые хромитовые руды. Эти породы уже давно обратили на себя внимание исследователей; некоторые авторы сравнивают их с образованиями из известных платформенных комплексов типа Бушвельда [54, 57]. Генетическая принадлежность сарановских гипербазитов, по-видимому, может устанавливаться только по аналогии, поскольку все тела этого пояса объективно представляют собой бескорневые линзы и будины, морфологически подобные бесчисленным серпентинитовым телам эвгеосинклинальной зоны [13]. Вместе с тем они действительно представляют собой редкий для Урала тип и не обнаружены в офиолитовых поясах.

Столь же уникальна для Урала ассоциация гипербазитов и габбро Нязепетровского пояса. Здесь известен Суроямский массив, сложенный рудными пироксенитами и щелочными породами, в современной структуре также представляющий собой бескорневой блок, включенный в зону хаотического строения, которая, в свою очередь, рассматривается как остаток покрова, сложенного эвгеосинклинальными образованиями и перемещенного сюда с востока [46]. Пироксениты и рудные пироксениты Суроямского массива [49, 142, 143] по составу близки к типично платформенным образованиям, известным в так называемых щелочно-ультраосновных интрузиях древних щитов. В том же Нязепетровском поясе присутствуют, однако, мелкие тела обычных альпинотипных серпентинитов и габбро, позволяющие предполагать здесь тектоническое совмещение габбро-гипербазитовых комплексов различного генезиса и относящихся к разным тектоническим эпохам.

Глава 2

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Габбро-гипербазитовые комплексы в своей основе сложены весьма ограниченным набором горных пород. Главных, преобладающих типов всего три: магнизиальные гипербазиты (дуниты и гарцбургиты), кальциевые гипербазиты (клинопироксениты и верлиты)* и габбро. Объем разнообразных промежуточных разновидностей в общем незначителен, и их коли-

* Не очень удобный термин "кальциевые гипербазиты" употребляется автором вынуждено, чтобы дать какое-то групповое название непрерывному ряду оливин-клинопироксеновых пород. Существующие термины не отражают родственную связь клинопироксенитов и верлитов.

чественная роль не пропорциональна обилию обозначающих их петрографических терминов. Изначально габбро-гипербазитовые комплексы не содержали каких-либо горных пород; однако в процессе тектоно-метаморфической эволюции имели место различные метаморфические преобразования, молодые магматические внедрения и т. д., существенно менявшие исходный облик комплексов.

Три главных типа горных пород, определяющих первичный состав габбро-гипербазитовых комплексов и принадлежащих в первом приближении к одной минеральной фации, различаются в первую очередь по химическому составу. Однако диапазон содержаний петрогенных элементов таков, что все их разнообразие существенно состоит из немногих минералов: силикатов — оливина, ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза — и того или иного количества оксидов — хромита, магнетита, ильменита и зеленой шпинели. Амфибол распространен широко, но не является первичным минералом и связан с процессами водного метаморфизма и метасоматоза.

Как принято, гипербазитами далее называются горные породы, сложенные исключительно феррическими минералами, габброидами (габбро) — породы, содержащие, кроме того, плагиоклаз.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ

Магнезиальные гипербазиты. Дуниты и гарцбургиты — специфическая группа горных пород, предельно обогащенных магнием, бедных кремнеземом, почти лишенных титана, кальция, алюминия и щелочей, но относительно обогащенных хромом и никелем. В пересчете на безводное вещество [94] дуниты содержат почти 50, а гарцбургиты — до 45 вес. % MgO. Содержание SiO₂ составляет соответственно около 40 и 43 вес. %. Магnezия и кремнезема составляют, таким образом, до 90% массы этих пород; 8—10% приходится на железо, первично преимущественно закисное, до 1—2% — на Al, Ca и около 1% — на Cr, Ni, Co и Mn.

Перечисленные особенности химизма определяют минеральный состав дунитов и гарцбургитов: их парагенезис при постоянной примеси хромовой шпинели переменного состава, в которой концентрируются хром (в дунитах — весь, а в гарцбургитах — большая часть), алюминий и часть магния и железа, состоит почти на 99% из двух минералов — оливина и ортопироксена. Эти минералы в силу особенностей своей кристаллохимии почти не содержат примеси кальция, в связи с чем при содержании CaO в породе даже в 0,2 вес. % уже обнаруживается примесь диопсида. Диопсид более обычен для гарцбургитов, его примесь можно чаще всего считать для них изначальной, в дунитах же появление даже единичных выделений диопсида почти всегда связано с процессами их позднейшего метасоматического преобразования. Таким образом, дунит в чистом виде состоит только из оливина и хромшпинели, а гарцбургит — только из оливина, ортопироксена и хромшпинели с более обычной, чем в дуните, примесью диопсида.

Соотношение магния и железа в породах группы, как сейчас твердо установлено, весьма постоянно; железистость составляет 8—10 ат. %. Это — важный диагностический признак группы, любое отклонение от него в большую сторону обычно связано с процессами метасоматоза и метаморфизма. Железистость оливина и энстатита колеблется в тех же пределах.

Имеющиеся данные пока не позволяют говорить о каких-либо заметных изначальных различиях, химических или минералогических, для дунитов и гарцбургитов в разных офиолитовых поясах Урала; часто эти различия связаны с позднейшей метаморфической эволюцией. Эти породы образуют

тесную пространственную ассоциацию, причем в альпинотипных массивах гарцбургиты в общем явно преобладают. В свою очередь, среди гарцбургитов преобладают разновидности с 10—30% энстатита [94]. Во многих случаях разделение дунитов и гарцбургитов на геологических картах довольно условно, так как между ними существуют постепенные переходы, и породы с содержанием энстатита до 10% часто относят к дунитам.

Несколько особое место занимают дуниты Платиноносного пояса, не связанные с гарцбургитами. Диапазон колебаний железистости в них, если брать совокупность всех дунитов пояса, близок к таковому альпинотипных дунитов, но, как установлено [30], средневзвешенный состав дунитов разных тел различен, некоторые дунитовые тела, как, например, Иовское в Кытлымском массиве, даже в среднем высокожелезисты — до 12 ат. %. Обычны постепенные переходы от платиноносных дунитов к высокожелезистым оливиновым породам до магнетитовых оливинитов, состоящих из оливина $Fe_{20} - Fe_{25}$ и магнетита. Существенное отличие платиноносных дунитов от альпинотипных состоит в составе акцессорного хромита: в первых этот минерал обогащен железом, в том числе окисным, и содержит меньше алюминия [160].

Кальциевые гипербазиты. Эта группа, также слагающая большие массы в альпинотипных и в особенности в платиноносных массивах, резко отличается от предыдущей прежде всего содержанием кальция. Статистический максимум для пироксенитов — около 19 вес. % CaO, но пределы колебаний велики, от содержаний, свойственных оливиновым породам, до предельных — в диопсидовых пироксенитах без оливина и магнетита (22—23 вес. %). Пироксенитам и верлитам свойственны также широкие колебания и порой довольно высокие содержания петрогенных элементов Ti и Al, почти отсутствующих в предыдущей группе; содержание Fe может быть и более низким, и гораздо более высоким. Железистость также непостоянна, однако не опускается ниже верхнего предела, свойственного магнезиальным гипербазитам (9—10 ат. %), достигая очень высоких значений в рудных пироксенитах. Таким образом, для группы кальциевых гипербазитов в целом в отличие от предыдущей характерна высокая дисперсия концентраций компонентов и петрохимических характеристик.

Содержание алюминия — заметно большее, чем в магнезиальных гипербазитах; статистический максимум для пироксенитов Платиноносного пояса — около 3,5 вес. % Al_2O_3 . При содержаниях более 5—7% появляется либо плагиоклаз, либо зеленая шпинель. Содержание Cr_2O_3 в пироксенитах и верлитах находится в обратной зависимости от железистости; в магнезиальных разностях оно достигает 0,5 вес. %.

Парагенезис кальциевых гипербазитов включает клинопироксен (диопсид) с железистостью от 10 до 25 ат. %, оливин, железистость которого колеблется примерно в тех же пределах, магнетит, содержащий до 4—5 вес. % TiO_2 и до 1% V_2O_5 , реже — зеленую шпинель. При этом лишь диопсид присутствует постоянно, прочие минералы в зависимости от колебаний химизма находятся в самых различных количествах. Статистически преобладают породы существенно клинопироксеновые, т. е. пироксениты и оливиновые пироксениты, содержащие 70—80% диопсида [33]; верлиты встречаются реже. Количество магнетита может возрастать значительно — существуют все переходы к титаномагнетитовым рудам. Породы перцолитового состава для группы кальциевых гипербазитов не характерны и составляют скорее деталь группы магнезиальных гипербазитов. Столь же редки и не образуют больших скоплений вебстериты.

Габбро. За условную химическую границу, отделяющую габбро от гипербазитов вообще, можно принять содержание Al_2O_3 — оно выше, чем

в гипербазитах, и может достигать 20—25 вес. % и более (в лейкократовых разностях — 35%). Минералогическая граница определена — это наличие плагиоклаза. По нашему мнению, термин “габбро” применим к любой породе габбро-гипербазитового сообщества, содержащей плагиоклазовую фазу, даже в виде единичных выделений; это гораздо более логично, чем называть ультрамеланократовые габбро “плагиоклазсодержащими гипербазитами”. Впрочем, такие разности, как и анортозиты, редко слагают большие массы, и условность терминологии не создает особых трудностей. Отнесение к габбро пород с любым количеством плагиоклаза имеет и более глубокий, факультальный смысл (см. гл. 9).

Среди габброидов трудно выделить петрохимический тип, который характеризовался бы устойчивым сочетанием петрогенных компонентов. Тем не менее подавляющая часть этих пород в комплексах разного типа обладает общими чертами химизма, которые сводятся к следующему: практическое отсутствие калия; содержание Na_2O обычно менее 1 вес. %; кремнезема обычно менее 48 вес. %; малые или умеренные (от 0,1 до 1%) содержания TiO_2 ; высокие (выше 10 вес. %) содержания CaO . Магний, железо, алюминий присутствуют в переменных количествах. Железистость габбро колеблется примерно в тех же пределах, что и в группе пироксенитов и верлитов, т. е. от 10 ат. % и выше; наиболее редки разности с железистостью 10—20 ат. %, встречающиеся, как правило, в тесной связи с дунитами и гарцбургитами.

Непеременной составной частью габбро является плагиоклаз, обычно высококальциевый (битовнит-анортит). Разности с менее основным плагиоклазом, до кислого лабрадора, гораздо менее обычны и во многих случаях явно связаны с позднейшими метасоматическими и метаморфическими преобразованиями битовнит-анортитовых. Бедность SiO_2 делает обычным присутствие оливина, иногда (в троктолитах) единственного фемического силиката. Разная степень насыщения фемической части SiO_2 вызывает появление, помимо оливина, также клино- и ортопироксена. Не содержащие оливина диопсидовые и двупироксеновые габбро достаточно обычны; наиболее редки и встречаются только в виде жил в магнезиальных гипербазитах безоливиновые габбро с ортопироксеном (нориты). Магнетита нет только в маложелезистых (до 15—20 ат. %) разностях, обычно он присутствует как примесь или существенная составная часть, а иногда образует значительные скопления. Железистость силикатов в парагенезисе с магнетитом обычно не выше 25 ат. %, редко — до 40 ат. %.

Минеральный состав габбро, если рассматривать эту группу в целом, крайне непостоянен и может представлять собой почти любую комбинацию пяти минералов: плагиоклаза, оливина, клинопироксена, ортопироксена и магнетита. Изредка в виде примеси присутствует зеленая шпинель и очень редко, почти исключительно в высокомагнезиальных троктолитах — хромовая шпинель.

Наиболее обычны для габбро полосатые и такситовые текстуры и гранобластовые структуры с различной величиной зерна, до пегматоидных. Обычны катакlastические структуры.

От описанных габбро достаточно резко отличаются лабрадоровые двупироксеновые габбро (габбро-нориты) офитовой структуры, специфичные для Платиноносного пояса. Химический состав габбро-норитов сравнительно однообразен; для них характерны насыщенность фемической части SiO_2 (и как следствие — обычное отсутствие оливина, иногда присутствие кварца), умеренные содержания Na_2O , в среднем около 2,6 вес. %, и временами обогащенность K_2O , в редких случаях до 2,5% (появляются ортоклаз и биотит), высокая железистость фемических минералов — около

40 ат. %. Вследствие монотонности химического состава количественные соотношения минералов также более или менее постоянны, магнетит присутствует в умеренных количествах, не образуя скоплений. Габбро-нориты Платиноносного пояса наиболее близки по химизму к базальту, чего нельзя сказать о габбро, связанных с гипербазитами в альпинотипных массивах и на большей части Платиноносного пояса (см. гл. 8).

ПРИНЦИПЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Все классификации гипербазитов и габбро, предложенные в разное время, объединяет общая особенность: в них учитывается отношение масс компонентов (петрохимические классификации) или отношение количеств реальных или нормативных минералов (количественно-минералогические классификации). При этом авторы классификаций встречаются с трудностью, которую нельзя преодолеть даже теоретически, — с невозможностью изобразить на плоскости систему многих переменных. Попытки использовать для изображения трех-шести переменных диаграммы в виде треугольника, тетраэдра, сдвоенного тетраэдра чаще всего не достигают цели; авторы вынуждены объединять переменные в группы, теряя при этом степени свободы системы. Даже для самых простых — двух- и трех-минеральных пород не удается изобразить одновременно количество и состав фаз, так как каждая характеристика требует для изображения добавочной координатной оси.

Между тем только в последние 10—15 лет в полной мере удалось осознать одно фундаментальное обстоятельство, позволяющее если не преодолеть, то обойти указанные трудности в классификации именно гипербазитов и габбро: выяснилось, что в общем случае в этих породах состав минеральных фаз не зависит от количественных соотношений последних [34]. Это позволяет игнорировать многомерность их состава и ограничиться для целей классификации одной-двумя важнейшими, истинно независимыми характеристиками, которые уже можно наглядно изобразить на плоскости.

Для гипербазитов, все силикаты и рудные минералы которых представляют собой твердые растворы, решающими будут следующие соображения. Во-первых для целей классификации можно считать установленным, что все эти породы суть равновесные минеральные ассоциации. Во-вторых, коэффициент распределения общих для всех фемических силикатов компонентов — магния и железа — настолько близок к единице, что, установив железистость хотя бы одного минерала, мы можем с достаточной уверенностью судить о железистости всех других. Иначе говоря, для этих целей почти равнозначны понятия железистости каждого из силикатов и средней железистости всей силикатной части породы. Наличие или отсутствие какого-либо из минералов и вообще минеральный состав становятся нам до некоторой степени безразличными, поскольку они отражают в основном химизм среды, а железистость — и химизм среды, и (что, может быть, гораздо более важно) интенсивные параметры состояния системы в момент формирования. Таким образом, железистость, которая уже давно используется для расчленения гипербазитов ("критерий Хесса"), должна быть первой и неперменной координатой в их классификации, которую в данном случае нужно называть уже парагенетической. Вторая координата в зависимости от целей, которые мы преследуем, может быть в принципе любой: количество того или другого минерала, содержание какого-либо компонента и т.д., словом, вторая ось двумерной классификации гипербазитов может отражать любой существенный, с нашей точки зрения, при-

Рис. 2. Пример двумерной классификационной схемы для габбро

1 — габбро-нориты Платиноносного пояса (среднее для плагиоклаза по 472, для фемических минералов по 381 оптическому определению); 2 — амфибол-диопсидовые габбро Серебрянского Камня (соответственно 392 и 85); 3 — оливиновые габбро Сухогорского Камня (68 и 35); 4 — оливиновые габбро Денежкина Камня (86 и 153); 5 — оливиновые габбро и троктолиты Кемпирсайского массива (50 и 11)

нак этих горных пород. Такая классификация может дать больше генетической информации, хотя в некоторых случаях она может выглядеть странной, поскольку, казалось бы, различные породы, например дуниты и гарцбургиты, изобразятся в ней одной фигуративной точкой.

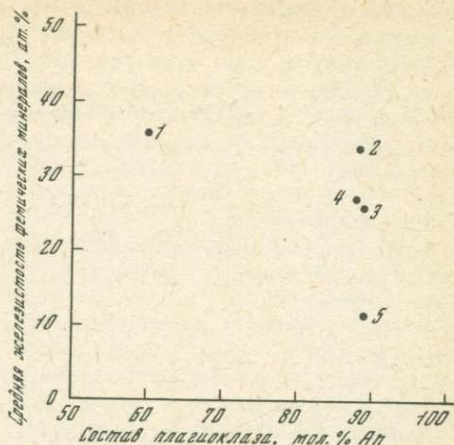
Выбор координат для габбро более прост. Основой классификации для них безусловно должен быть состав плагиоклаза — средний, валовой или степень его равновесности, т.е. диапазон колебаний состава. Второй координатой должна быть, как и в гипербазитах, железистость фемической части породы; все рассуждения, приведенные выше, остаются в силе и для габбро. Две эти координаты достаточны для объективного разделения габбро на главные парагенетические типы (рис. 2).

Для разработки самой общей классификации горных пород габбро-гипербазитового сообщества на основе изложенных принципов, конечно, требуется достаточно большое количество точных данных по составу минералов, которых пока недостаточно и которые далеко не всегда могут быть получены из цифр валовых химических анализов. Это также будет классификация в первом приближении, не исключающая необходимости классификаций более частных, использующих другие координаты, однако и в таком виде она, по-видимому, будет более наглядно отражать генетические связи, чем традиционные классификации.

СВЯЗЬ ХИМИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА

В повседневной практике используется не химическая, а минералогическая классификация гипербазитов и габбро; традиционная номенклатура этих пород также основана на минералогических признаках. Поэтому все существующие петрохимические методы имеют целью в конечном счете перевести отношения химических компонентов в более понятные и привычные отношения минералов.

В приводимых таблицах химических анализов горных пород (Прил. табл. 1—7) содержатся вычисленные петрохимические характеристики, которые частью повторяют общепринятые, а частью видоизменены применительно к задачам исследования. Все эти характеристики, по сути дела, предназначены для перехода от химического состава к нормативному минеральному, наиболее близкому к реальному в смысле как количества, так и состава минералов. Другая цель — реконструкция первичного состава горных пород, претерпевших метаморфизм в различных условиях и имею-



щих новый парагенезис, соответствующий уже этим условиям. Рассмотрим применяемые петрохимические характеристики.

Железистость. Для всех составов вычислена общая железистость $f = \text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} \times 100$ ат.%. Для парагенезисов, не содержащих магнетита, она позволяет с достаточной степенью точности судить о составе фемических минералов; в магнетитсодержащих породах общая железистость становится чисто химической характеристикой, отражающей отношение магния и железа в системе, и может быть значительно большей, чем железистость силикатов.

Нормативный плагиоклаз. Для габбро и вообще плагиоклазсодержащих пород нормативный плагиоклаз $Pl_n = 100An/(Ab + An)$, т.е. равен отношению молекулярного количества нормативного анортита к сумме молекулярных количеств нормативных альбита и анортита в процентах. Это — общепринятый "номер" плагиоклаза. Характеристика при малом содержании калия может быть вычислена также из характеристик a и c А.Н. Заварицкого ("анортитовое число" Д.С. Штейнберга [162]: $\alpha = c/(a + c)$).

Содержание силикатных минералов. В таблицах указана как Sal сумма весовых содержаний нормативных полевых шпатов, а также для соответствующих случаев нормативных корунда и кварца.

Отношение Са : Al. Величина атомного отношения Са : Al во многом определяет минералогию габбро, так как почти весь алюминий связан в стехиометрических соотношениях альбита и анортита в силикатной части этих горных пород. В чистом анортите величина атомного отношения Са : Al равна 0,5; следовательно, в случае, когда содержание щелочей в породе очень невелико (такие габбро слагают большие массы), кристаллизующийся анортит поглощает все наличное количество кальция и алюминия, появление клинопироксена при этом исключается — образуются оливин-анортитовые или бронзит-анортитовые габбро (троктолиты и нориты в зависимости от степени насыщения фемической части SiO_2). По мере увеличения отношения Са:Al клинопироксен начинает играть все более значительную роль в фемической части и порода может быть названа уже оливиновым, диопсидовым, оливин-двупироксеновым или двупироксеновым габбро.

Увеличение содержания натрия приводит к увеличению количества нормативного альбита и к образованию в реальном парагенезисе все более кислого плагиоклаза; отношение Са:Al в плагиоклазе нелинейно понижается от 0,5 для анортита до 0,33 для плагиоклаза An_{50} и до 0,0 для альбита*. Следовательно, для того чтобы габбро оставалось безклинопироксеновым (т.е. троктолитом или норитом), отношение Са:Al в породе по мере увеличения количества натрия должно уменьшаться. Однако в уральских породах такие соотношения неизвестны (рис. 3); наименьшие значения отношения Са:Al, до 0,45, отмечаются в безщелочных троктолитах и норитах, поэтому все габбро с более кислым плагиоклазом содержат клинопироксен.

Характеристики, учитывающие распределение железа между силикатами и магнетитом. Существующие методы пересчета химических составов на нормативный состав имеют один существенный недостаток: вследствие неясности в распределении железа между силикатами и магнетитом возникает много неопределенностей. Так, в системе А.Н. Заварицкого предполагается, что все железо входит в состав силикатов, а в системе CIPW количество нормативного магнетита определяется по количеству трехвалентного железа и т.д. Между тем эта степень свободы в парагенезисах гипербазитов и габбро, не содержащих водных минералов, — одна из важнейших и могущих иметь генетическое значение, поскольку распределе-

* Атомное отношение Са:Al численно близко к весовому отношению $\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3$: $(\text{Ca}:\text{Al})_{\text{ат}} = 0,91 (\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3)$ вес.

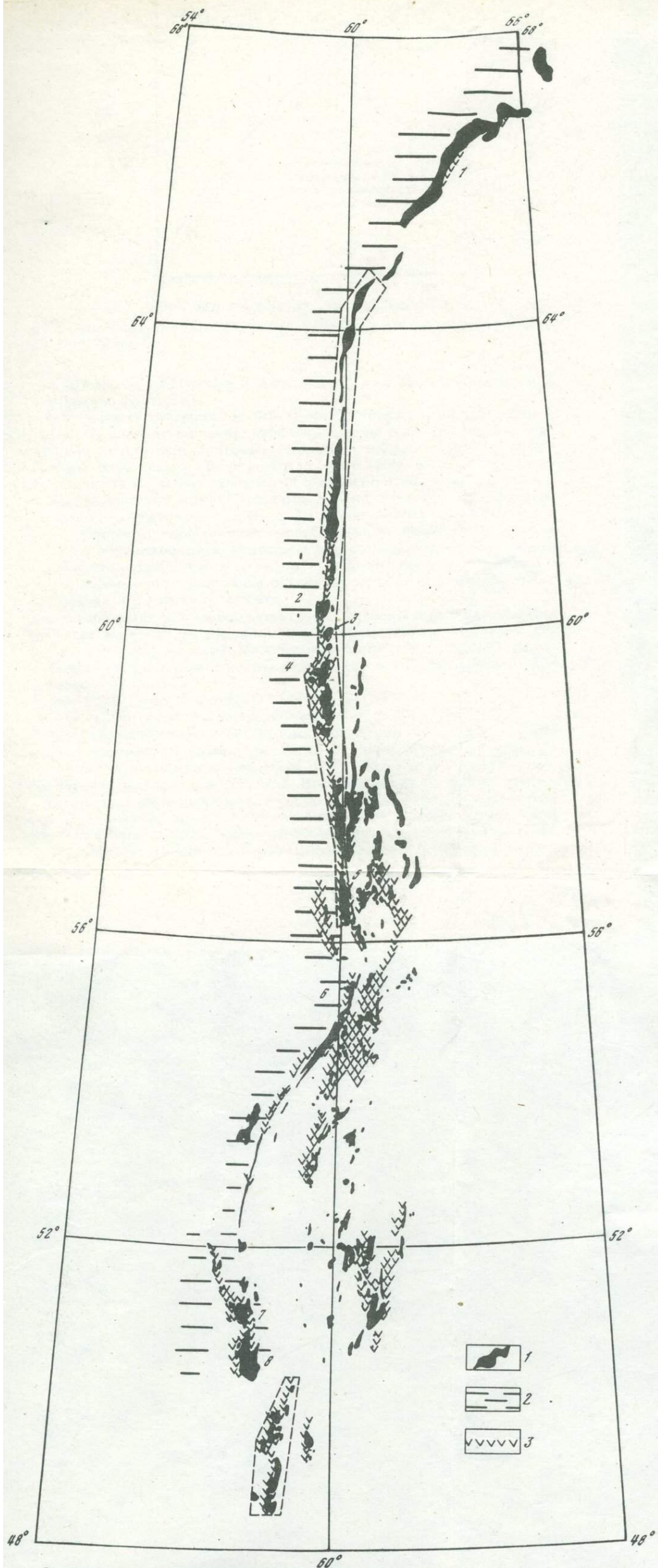


Рис. 1. Схема распространения габбро-гипербазитовых комплексов в пределах Уральской складчатой области

Массивы: 1 — Войкарский, 2 — Денежкин Камень, 3 — Кумбинский, 4 — Кытлымский, 5 — Ревдинский, 6 — Нуралинский, 7 — Хабарнинский, 8 — Кемпирсайский. 1 — габбро-гипербазитовые комплексы; 2 — вулканогенно-осадочные толщи Западного склона; 3 — раннегеосинклинальные вулканы

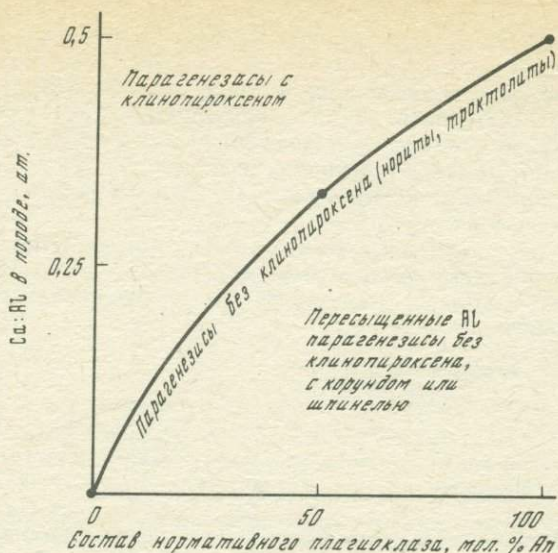
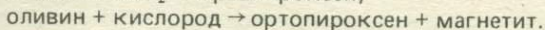
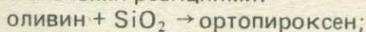


Рис. 3. Влияние отношения Са:Аи и содержания натрия на минеральный состав фемической части габбро

ние железа между силикатами и магнетитом в первую очередь связано с фугитивностью кислорода.

В парагенезисах гипербазитов может присутствовать либо один ненасыщенный SiO_2 силикат (оливин), либо насыщенные силикаты (орто- и клинопироксен вместе или по отдельности), либо, наконец, оливин с одним или двумя пироксенами. В фемической части габбровых парагенезисов присутствуют те же самые минералы. Салическую часть габбро (с известными упрощениями) можно рассматривать как состоящую только из плагиоклаза — насыщенного SiO_2 алюмосиликата; эта некая константа любого габбрового парагенезиса, обособленная от фемической части и как бы не обменивающаяся веществом с последней. Появление небольших количеств калия в принципе не меняет картины, поскольку его можно считать связанным в нормативном ортоклазе в тех же стехиометрических соотношениях, что и натрий в альбите.

И в гипербазитах, и в габбро может присутствовать в самых различных количествах магнетит, являющийся индикатором степени насыщения фемических силикатов железом. Минеральный состав гипербазитов и фемической части габбро в самом общем виде определяется следующими принципиальными реакциями:



Первая реакция понятна без особых пояснений: повышение степени насыщения фемической части (или, что то же самое, породы в целом, так как салическая часть всегда насыщена SiO_2), ведет к увеличению количества ортопироксена за счет оливина. Вторая реакция не требует изменения степени насыщения породы SiO_2 и реализуется путем перераспределения железа: изъятие железа из оливина приводит к превращению части последнего в ортопироксен. Таким образом, минеральный состав фемического парагенезиса может изменяться не только при изменении степени

насыщения породы SiO_2 , но и при перераспределении железа. Обе реакции обратимы; вторая возможна только при условии, что в систему будет добавлен кислород для окисления части железа, изъятая из оливина.

Предлагаемые петрохимические характеристики позволяют связать минеральный состав со степенью окисления железа в породе. С этой целью используется диаграмма в координатах железистость (f) — степень насыщения фемической части кремнеземом (S), способ построения которой нуждается в пояснениях.

Основа для расчета — атомные количества компонентов, полученные из цифр валового химического анализа. Порядок расчета следующий.

1. Вычисляется атомное количество Si, необходимое для образования полевых шпатов:

$$\text{Si}_{\text{sat}} = \text{Si}_{\text{or}} + \text{Si}_{\text{ab}} + \text{Si}_{\text{an}};$$

где $\text{Si}_{\text{or}} = 3\text{K}$; $\text{Si}_{\text{ab}} = 3\text{Na}$; $\text{Si}_{\text{an}} = \text{Al} - \text{Na} - \text{K}$ (последнее верно в общем случае, когда $2\text{Ca} \geq \text{Al}$; в случаях, когда $2\text{Ca} < \text{Al}$, появляется нормативный корунд, не принимаемый во внимание в дальнейших расчетах и присоединяемый, если необходимо, к сумме полевых шпатов как член силической части породы).

2. Вычисляется атомное количество Si, остающееся для насыщения фемической части:

$$\text{Si}_{\text{fem}} = \text{Si} - \text{Si}_{\text{sat}}.$$

3. Вычисляется сумма атомных количеств Ca, Mg и Fe в фемической части: $\Sigma_{\text{fem}} = \text{Ca}_{\text{wo}} + \text{Mg} + \text{Fe}'$. Здесь Ca_{wo} — атомное количество Ca, вошедшее в анортит (т.е. нормативный волластонит); в случае пересыщения породы Al это слагаемое отсутствует; Fe' — сумма атомных количеств двух- и трехвалентного железа и марганца.

4. Вычисляется общая железистость породы в ат. %:

$$f_{\text{max}} = \frac{100 \text{ Fe}'}{\text{Fe}' + \text{Mg}}.$$

5. Вычисляется минимально возможная степень насыщения фемической части (исходя из предположения, что все железо входит в силикаты):

$$S_{\text{min}} = \frac{\text{Si}_{\text{fem}}}{\Sigma_{\text{fem}}}.$$

6. Вычисляется максимально возможная степень насыщения фемической части (исходя из предположения, что все железо входит в магнетит):

$$S_{\text{max}} = \frac{\text{Si}_{\text{fem}}}{\Sigma_{\text{fem}} - \text{Fe}'} = \frac{\text{Si}_{\text{fem}}}{\text{Ca}_{\text{wo}} + \text{Mg}}.$$

На диаграмме (рис. 4, а) каждый конкретный валовой состав изобразится двумя фигуративными точками: одна соответствует максимально возможной железистости фемической части f_{max} и соответственно минимальной степени ее насыщения S_{min} ; вторая — минимальной железистости, которая, естественно, будет всегда равна нулю (f_0), и максимально возможной степени насыщения фемической части S_{max} . Из двух этих точек одна совершенно нереальна (точка $f_0 S_{\text{max}}$) — в наших условиях не существует парагенезисов, в которых сосуществовали бы чисто магнезиальные силикаты с магнетитом. Вторая точка в частных случаях существует — есть бедные железом гипербазиты и габбро без магнетита. Однако в общем слу-

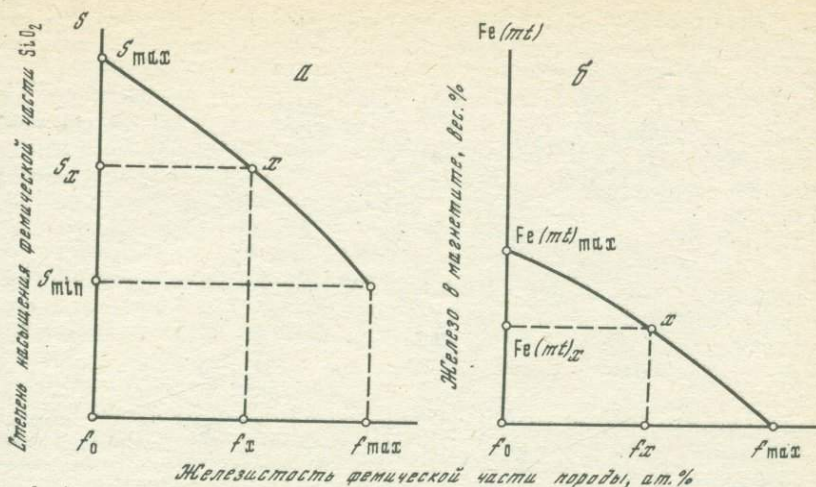


Рис. 4. Функциональная зависимость между железистостью и степенью насыщения кремнезема фермической части (а) и железистостью и количеством магнетита (б) для гипербазитов и габбро

чае обе точки нереальны; смысл их состоит в том, что они ограничивают область возможных магнетитсодержащих парагенезисов на базе данного состава, геометрическим местом которых является коннода (кривая, мало отличающаяся от прямой), связывающая эти точки.

В общем случае реальный состав фермической части породы, очевидно, изобразится точкой, лежащей на конноде и имеющей промежуточные значения координат — железистости фермической части f_x и степени ее насыщения S_x . При этом точки, попадающие на изолинию степени насыщения, равной 0,5, должны соответствовать чисто оливиновым составам, между 0,5 и 1,0 — оливин-пироксеновым, выше 1,0 — кварц-пироксеновым. (Кварц, нормативный или реальный, рассматривается при этом как результат пересыщения фермических минералов, т.е. как элемент фермической части породы). Ниже линии 0,5 должны располагаться парагенезисы оливина и минералов, не содержащих SiO_2 (шпинели или периклаза).

Диаграмма, с одной стороны, дает возможность оценить минеральный состав фермической части (во всяком случае, соотношение оливина и пироксенов или пироксенов и кварца), если известна железистость силикатов, а с другой — определить круг валовых химических составов, которые могут давать фермическую часть разного состава (например, оливин-двупироксеновую или двупироксеновую) при изменениях в железистости силикатов, т.е. в конечном счете при различной степени окисления железа в породе.

Связь между степенью насыщения и железистостью фермической части породы можно выразить также аналитически, без графических построений. Эти две характеристики для любого произвольного состава x связаны уравнениями (вывод, ввиду его простоты опускается):

$$S_x = \frac{\text{Si}_{fem}}{\text{Ca}_{wo} + \text{Mg} + \text{Mg} \frac{f_x}{100 - f_x}}; \quad (1)$$

$$f_x = \frac{100 \text{ Si}_{fem} - S_x (\text{Ca}_{wo} + \text{Mg})}{\text{Si}_{fem} - S_x \text{Ca}_{wo}} \quad (2)$$

Уравнения (1) и (2) представляют собой уравнения кривой, связывающей крайние точки ($f_{\max} S_{\min}$ и $f_0 S_{\max}$) на диаграмме $S-f$ (см. рис. 4, а).

Связь железистости и количества магнетита. Зависимость между этими двумя величинами можно изобразить графически на диаграмме, построенной исходя из тех же рассуждений, которые были приведены выше. Одна ось этой диаграммы, как и в предыдущей, — железистость, изменяющаяся от 0 до 100 ат.%; вторая ось, берущая начало в точке f_0 , — количество железа в магнетите в любом выражении ($\text{Fe}(mt)$). Любой реальный валовой состав изобразится двумя точками: лежащей на оси f (точка f_{\max} , с нулевым количеством магнетитового железа) и лежащей на оси $\text{Fe}(mt)$ (точка $\text{Fe}(mt)_{\max}$, с нулевой железистостью); для последней точки количество железа в магнетите равно количеству железа в породе. Соединяющая эти точки коннода (кривая, слабо отличающаяся от прямой) будет геометрическим местом всех возможных для данного состава магнетитсодержащих парагенезисов (рис. 4, б).

Железистость f_x и количество железа в магнетите $\text{Fe}(mt)_x$ для произвольного парагенезиса x связаны уравнением (вывод опускается):

$$\text{Fe}(mt)_x = \text{Fe} - \text{Mg} \frac{f_x}{100 - f_x} \quad (3)$$

где Fe — сумма атомных количеств железа в породе. Исходя из формулы магнетита Fe_3O_4 и его молекулярной массы, равной 231,55, можно выразить связь между железистостью и количеством магнетита в вес. %:

$$\text{Вес. \% магнетита} = \frac{1}{3} \cdot 231,55 \left(\text{Fe} - \text{Mg} \frac{f_x}{100 - f_x} \right) \quad (4)$$

Если атомные количества Fe и Mg , вычисленные в тысячных долях единицы, увеличить в 1000 раз, как это принято делать в петрохимических расчетах, т.е. выразить в целых числах, то формула для вычисления весового содержания магнетита при данной железистости примет следующий вид:

$$\text{Mt, вес. \%} = 0,0772 \left(\text{Fe} - \text{Mg} \frac{f_x}{100 - f_x} \right) \quad (5)$$

Доля кальция в фемической части. Атомная доля волластонитовой молекулы в нормативной фемической части породы указывает на относительную роль клинопироксена в нормативном парагенезисе:

$$X_{\text{Ca}} = 100 \text{ Ca}_{wo} : (\text{Ca}_{wo} + \text{Mg} + \text{Fe}).$$

НОМЕНКЛАТУРА

Применяемая номенклатура горных пород в основном традиционна и основана на минералогических признаках; предпочтение отдается не количественным соотношениям минералов, а признаку присутствия того или другого материала и его составу в отношении главных минералов.

Среди магнезиальных гипербазитов выделяются *дуниты* — породы с магнезиальным оливином и акцессорным хромитом — и *гарцбургиты* — оливин-энстатитовые породы с акцессорным хромитом. Породы, состоящие

из более железистого, чем это свойственно дунитам, оливина, обычно называются *метадунитами* [37]; в качестве примеси они содержат или акцессорный хромит, более железистый, чем в дунитах, или магнетит; оливиновые породы с заметным или резко повышенным количеством магнетита названы Н.К. Высоцким [17] *магнетитовыми оливинитами*.

В ряду оливин-клинопироксеновых пород выделяются *пироксениты* и *верлиты*; в первых преобладает или является единственным силикатом клинопироксен, во вторых — оливин. Промежуточные разности обычно фигурируют в описаниях как *оливиновые пироксениты*.

По традиции номенклатура габбро основана на минеральном составе фемической части: разности, содержащие только оливин, называются троктолитами (в литературе употребляются синонимы — алливалит, харризит, форелленштейн), содержащие, кроме того, клинопироксен, — *оливиновые габбро*. Довольно часто встречающиеся разности, фемическая часть которых представлена только клинопироксеном, называются *диопсидовыми габбро*. Габбро, содержащие только ортопироксен — *нориты* — встречаются крайне редко и обычно ассоциируют с троктолитами, будучи связаны с последними переходными типами, которые можно назвать *оливиновыми норитами*. В отношении разнообразных и обычных для Урала двупироксеновых габбро применяемая автором номенклатура несколько непоследовательна: термин "*габбро-норит*" применяется лишь к двупироксеновым, обычно с офитовой структурой, лабрадоровым габбро Платиноносного пояса; прочие разности, содержащие битовнит или анортит или не имеющие офитовой структуры, называются просто двупироксеновыми габбро. Часто приходится учитывать состав плагиоклаза, вводя в основное название, данное по составу фемической части, дополнительные определения (например, анортитовые, битовнитовые или лабрадоровые оливиновые габбро).

В прошлом для некоторых разностей уральских габбро были предложены собственные, местные названия, имевшие целью подчеркнуть своеобразие этих пород. В большинстве случаев от них сейчас можно отказаться, однако введенный Л. Дюпарком [182, 183] термин "тылаит" следует, по-видимому, сохранить, так как он обозначает породу, слагающую большие массы и отличающуюся химическим и структурным своеобразием.

Термин "нормальное габбро", под которым в ранних работах подразумевалось габбро, состоящее из клинопироксена ("авгита") и лабрадора, не применяется. Такой парагенезис не характерен для уральских пород: клинопироксеновые (диопсидовые) габбро содержат, как правило, основной битовнит или анортит.

Глава 3

ЭПИДУНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

При изучении Кытлымского массива [27, 33] выделен эпидунитовый комплекс — устойчивая ассоциация платиноносных дунитов, клинопироксенитов и габбро, полосатых или такситовых, преимущественно меланократовых, содержащих оливин. В этом массиве к эпидунитовому комплексу были отнесены две естественные габбро-гипербазитовые ассоциации — Западная и Сухогорская, пространственно разобценные, но имеющие много общих черт, что позволило предполагать их генетическое единство. Это предположение было в дальнейшем полностью подтверждено при изучении Денежкинского массива, в разрезе которого уверенно выделяются две

части, аналогичные указанным ассоциациям и связанные постепенным переходом без какой-либо реальной геологической границы [31].

Три главных типа горных пород эпидунитового комплекса обнаруживают необычайно тесную структурную связь, постоянно встречаются совместно и часто слагают полосатые серии. В отдельных массивах можно констатировать отсутствие того или иного члена комплекса. Так, в Тагильском массиве дунит-пироксенитовое тело Соловьевой горы пространственно отдалено от существенно габбровой части комплекса метаморфитами, образовавшимися по вулканитам. В Качканарском массиве дунитовые тела Вересового и Светлого Бора также отделены вмещающими метаморфитами от большого тела пироксенит-габбрового состава, не содержащего дунитов в собственном смысле слова. Тем не менее достоверно установленный на эталонных объектах характер связи между породами позволяет считать, что на всем протяжении Платиноносного пояса эта габбро-гипербазитовая ассоциация генетически едина. В некоторых случаях, когда комплекс представлен не в полном объеме, можно предполагать его тектоническое расчленение [31].

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Дуниты. Крупные тела платиноносных дунитов известны давно. Их десять: Омутнинское в Ревдинском массиве, Соловьева гора в Тагильском, Светлый Бор и Вересовый Бор в Качканарском, Каменушка в Павдинском, Косьвинское Плечо, Сосновский Увал и Иовское (Иовская Пропасть) в Кытлымском, Гладкая Сопка в Кумбинском и Желтая Сопка в Денежкинском массиве. Кроме того, при картировании среди пироксенитов и габбро выделено большое количество более мелких тел, форма которых связана со структурой окружения: в массивных и такситовых породах дунитовые тела в общем бесформенны или изометричны, в полосатых сериях они имеют форму линз и пластов.

Дуниты состоят из оливина, серпентинизированного в той или иной степени, и примеси (в среднем около 1 вес.%) акцессорного хромита. Клинопироксен может отсутствовать совершенно, но достаточно часто содержится в виде мелких скелетных кристаллов "эмбрионального" диопсида, повышенные количества которого тяготеют к контактам с пироксенитами. Типичная структура дунита — полигональная (гранобластовая). Размер зерна варьирует в широких пределах и, как показали специальные исследования [166], иногда коррелируется со степенью серпентинизации. Пегматоидные разности дунитов встречаются достаточно часто, но не образуют больших масс. Не представляют редкости, особенно в мелких телах, бластомилонитовые структуры.

Оливин дунитов в абсолютном большинстве случаев содержит от 7 до 9% фаялитовой молекулы. Нижний предел состава можно определить как Fa_{60} , но в общей массе дунитов такие породы редки. Отклонения в большую сторону обычны и связаны с переходом к метадунитам и кальциевым гипербазитам. Железистость оливина всегда несколько (на 1—2 ат.%) ниже, чем железистость самого дунита [30].

Серпентин, как правило, принадлежит к раннему, петельчатому типу (α -хризотил, лизардит I генерации). Минералогия продуктов серпентинизации дунитов изучена весьма детально Д.С. Штейнбергом и И.С. Чащухиным [166]. Здесь следует лишь отметить, что вывод об изохимичности ранней серпентинизации дунитов получил многократное подтверждение и, следовательно, можно считать, что химические анализы дунитов, в разной степени серпентинизированных, после пересчета на безводное вещество

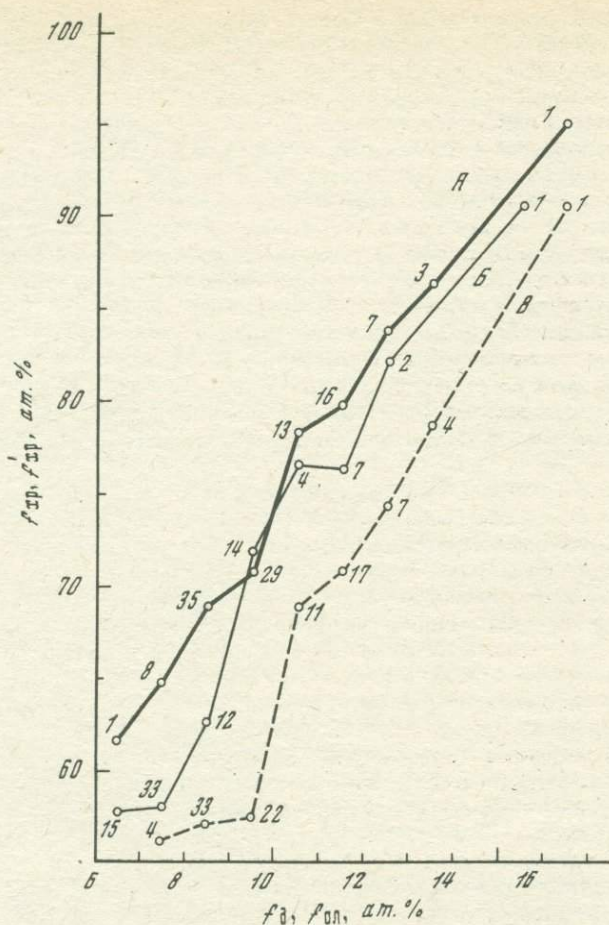


Рис. 5. Изменение средних значений железистости хромита для дунитов и оливина разного состава

Корреляция: А — общей железистости дунита ($f_{\text{Д}}$) и хромита $f_{\text{Хр}}$; Б — общей железистости дунита и двухвалентной (закисной) железистости $f'_{\text{Хр}}$ хромита; В — железистости оливина $f_{\text{Ол}}$ и двухвалентной железистости хромита $f'_{\text{Хр}}$. Цифры при точках — количество анализов, использованных при вычислении средних значений

характеризуют их первичный состав. По степени серпентинизации дунитовые тела составляют непрерывный ряд [30].

Эмбриональный диопсид образует каемки на границах зерен оливина, вокруг выделений хромита и отдельные скелетные кристаллы [33, с. 30]. В отличие от всех других разновидностей клинопироксена в других породах он замещается ранним серпентином, но в меньшей степени, чем оливин. По железистости он близок к оливину и, очевидно, равновесен с ним.

Состав акцессорного хромита, образующего идиоморфные или округлые непрозрачные зерна, обнаруживает корреляцию с составом оливина и дунита (рис. 5) и меняется в довольно широких пределах. Наиболее магnezиальные разности акцессорного хромита встречены в центральной части дунитового тела Желтой Сопки; здесь отмечен хромит, просвечивающий

в прозрачных шлифах темно-бурым — редкость для дунитов Платиноносного пояса. В зонах, где наблюдается повышенная вкрапленность хромита, в рудных скоплениях его состав заметно отличается от состава акцессорного хромита в сторону большей магнезиальности.

Железистые оливиновые породы. Л. Дюпарк разделил дуниты на "масивные", слагающие крупные тела, и "жилые" дуниты мелких тел. Среди последних им были выделены две разновидности: "Первая тождественна по минералогическому и химическому составу с массивным дунитом, от которого ее нельзя отличить; вторая, называемая ... сидеронитовой, совсем иная: в ней оливин в идиоморфных кристаллах обильно связан магнитным железняком... хромит отсутствует. Жилые дуниты встречаются исключительно в тылаитах и пироксенитах..." [24, с. 50]. В работах Л. Дюпарка как "сидеронитовые дуниты" описаны оливиновые породы без хромита, но с переменным количеством магнетита от почти безрудных, внешне похожих на дунит, до обогащенных магнетитом. Как ни странно, в последующие десятилетия тонкие различия, установленные Л. Дюпарком, были забыты и к дунитам относили практически все безрудные оливиновые породы.

Оливиновые породы, отличающиеся от типичных дунитов более железистым ($Fa_{10}-Fa_{25}$) составом оливина и содержащие в качестве акцессорной примеси высокожелезистый хромит или магнетит, выделены нами [37] под названием *метадунитов*. Для рудных разностей этих пород, обогащенных магнетитом, целесообразно сохранить термин *магнетитовый оливинит* [17]. Резкая граница между дунитами и метадунитами не может быть проведена. Если разделять их по составу оливина, то к метадунитам следовало бы отнести уже породы с оливином $Fa_{10}-Fa_{12}$; однако часто их можно отнести и к дунитам, поскольку с оливином $Fa_{10}-Fa_{13}$ и даже Fa_{15} может сосуществовать высокожелезистый хромит. Если же относить к метадунитам породы только с акцессорным магнетитом, тогда, по-видимому, нижняя граница метадунитов по железистости оливина будет не ниже Fa_{15} . Таким образом, некоторая неопределенность в смысле терминологии возникает в интервале, где оливин имеет состав $Fa_{10}-Fa_{15}$. Тем не менее выделение метадунитов в особую группу представляется необходимым ввиду важного петрогенетического значения этих пород. Они слагают периферические зоны дунитовых тел, как крупных, так и мелких. Как правило, чем меньше дунитовое тело, тем большая его часть сложена метадунитом. Контакты дунитов с пироксенитами, как будет показано ниже, на самом деле всегда суть контакты метадунитов с пироксенитами. Среди полей пироксенитов метадуниты образуют также участки неправильной или вытянутой формы, жилообразные и гнездообразные тела.

Магнетит в тех случаях, когда он присутствует в акцессорных количествах, легко отличается от хромита ксеноморфной формой выделений. Однако в пограничной области между дунитами и метадунитами состав рудного минерала изучен слабо, и не исключено, что здесь ксеноморфные выделения образует хроммагнетит. Однако с оливином высокой и предельной (25 ат.%) железистости сосуществует уже типичный магнетит с переменным содержанием TiO_2 , достигающим предела — около 4 вес.% — в рудных оливинитах.

Зеленая шпинель (плеонаст) присутствует обычно в рудных разностях и образует выделения, всегда ксеноморфные по отношению к магнетиту.

Клинопироксен (диопсид с железистостью, близкой к таковой сосуществующего с ним оливина) для метадунитов более обычен, чем для дунитов. Количество его, особенно в переходных к пироксенитам зонах, может возрастать настолько, что породу следует называть уже верлитом.

В таких зонах клинопироксен обычно образует в оливиновой массе порфировидные кристаллы скелетного строения.

Клинопироксениты и верлиты. Пироксениты, от которых геологически неотделимы подчиненные им верлиты, по характеру соотношений с другими породами эпидунитового комплекса весьма приблизительно можно разделить на следующие группы: образующие каймы переменной ширины вокруг больших дунитовых тел; слагающие обширные существенно пироксенитовые поля сложного строения; переслаивающиеся с габбро и дунитами в составе полосатых серий; наконец, жильные, секущие дуниты. Это породы разнообразного внешнего облика — от средне- до гигантозернистых, в основном состоящие из клинопироксена диопсидового ряда, оливина и переменных количеств магнетита. В рудных разностях обычна зеленая шпинель; ортопироксен бронзитового состава редок.

Структура мономинеральных диопсидовых пироксенитов более или менее типичная гранобластовая. Структура оливинсодержащих разностей и верлитов гипидиоморфнозернистая, часто с заметным идиоморфизмом оливина по отношению к клинопироксену. Магнетит всегда ксеноморфен по отношению к силикатам (сидеронитовая структура), а зеленая шпинель — к магнетиту. В верлитах обычна пойкилитовая структура, выражающаяся в появлении крупных пойкилобластов диопсида с идиоморфными внешними ограничениями, содержащих массу мелких вростков оливина. Широко распространены структуры со следами катаклаза и рекристаллизации (бластокатакластические, бластомилонитовые).

Железистость силикатов колеблется большей частью в пределах 15—20 ат.%, достигая максимума (около 25 ат.%) в разностях, значительно обогащенных магнетитом. Рудные пироксениты ("косовиты" Л. Дюпарка) обычно не содержат оливина и состоят из глиноземистого салита с железистостью около 25 ат.%, сидеронитового магнетита и зеленой шпинели. Магнетит образует непрерывный ряд по содержанию TiO_2 . Наименее богат этим компонентом, как правило, магнетит, находящийся в акцессорных количествах; в рудных пироксенитах и в рудных скоплениях содержание TiO_2 в магнетите достигает 4—5, V_2O_5 — 0,6 вес.%.

Зеленая или бурая роговая обманка, довольно обычная в пироксенитах, является минералом, развивающимся при метаморфизме амфиболитовой ступени. Неизохимический метаморфизм пироксенитов и верлитов часто приводит к образованию на их месте горнблендитов — мономинеральных роговообманковых или магнетит-роговообманковых пород. Изредка рудные горнблендиты слагают большие массы (Первоуральское титаномагнетитовое месторождение в Ревдинском массиве).

Оливин-энстатитовые породы. Как известно, отсутствие типичных гарцбургитов — характернейшая черта Платиноносного пояса. Оливин-энстатитовые породы, имеющие состав энстатитсодержащих дунитов, гарцбургитов и мономинеральных энстатитов, обнаружены пока лишь в единственном пункте — на контакте дунитов и пироксенитов в Иовской Пропасти (Кытлымский массив). Породы имеют порфировидную структуру; выделение энстатита до 2—3 см в поперечнике, иногда скелетные, с тонкими пластинчатыми выделениями диопсида, обнаруживают следы деформации и окружены гранобластовым агрегатом оливина. Состав оливина и энстатита [33, с. 69] близок к составу тех же минералов в гарцбургитах альпийских комплексов (железистость 10—11 ат.%). Рудный минерал образует идиоморфные непрозрачные выделения.

Габбро. Обычно это полосатые, такситовые, реже — массивные породы, от средне- до гигантозернистых, состоящих из переменных количеств основного плагиоклаза, оливина, орто- и клинопироксена и магнетита. Можно

выделить следующие главные разновидности, между которыми нет четких границ: оливиновые габбро (от меланократовых до лейкократовых), троктолиты, тылаиты (большей частью меланократовые оливиновые габбро с характерной структурой); в виде количественно подчиненных прослоев и линз встречаются ультралейкократовые анортзитовые разности.

Всем габбро эпидунитового комплекса свойственна тесная структурная связь с гипербазитами в комплексах хаотического строения или в полосатых сериях. Количественные соотношения тех и других могут быть совершенно различными. Габбро могут слагать небольшие участки, зоны или полосы в дунит-верлит-пироксенитовой матрице, как, например, в пределах пироксенитового поля Косьвинского Камня в Кытлымском массиве или в западной части поля эпидунитового комплекса Тылайского Камня; в Сухогорской ассоциации или на Денежкином Камне габбро решительно преобладают, а гипербазиты находятся среди них в виде хотя и многочисленных, но изолированных тел.

Общая особенность *оливиновых габбро* и количественно подчиненных им *троктолитов* — весьма основной, обычно анортитовый состав плагиоклаза и преобладание или неперемное присутствие в фемической части наряду с клинопироксеном оливина. В самых различных количествах — от бедной акцессорной вкрапленности до мономинеральных скоплений — присутствует магнетит. Спорадически встречаются ортопироксен, зеленая шпинель, роговая обманка. При различной крупности зерна оливиновые габбро и троктолиты имеют, как правило, отчетливую гранобластовую структуру, обычно без следов катаклаза и внутренних напряжений. Порфиroidные, очковые структуры со следами катаклаза и рекристаллизации более редки.

Состав плагиоклаза колеблется в узких пределах ($An_{85}-An_{95}$), выдержан, как показали специальные исследования, на больших площадях и не зависит от количества этого минерала и минерального состава фемической части. Отдельные полосы, линзы, слои различной (от долей сантиметра до метра и более) мощности могут иметь состав анортитового *анортозита*.

Железистость главных фемических силикатов — оливина и клинопироксена диоксид-геденбергитового ряда — колеблется в пределах 20—30 ат.%, не поднимаясь выше этих значений при любом количестве магнетита в природе (см. рис. 16). Магнетит с различным, но редко более высоким, чем в 4—5 вес.%, содержанием TiO_2 образует сидеронитовые выделения, цементирующие зерна силикатов.

Характерная особенность троктолитов — образование вокруг выделений оливина, на границе его с плагиоклазом, симплектитовых оторочек, состоящих обычно из бледно-зеленого амфибола с тонкими субграфическими вростками зеленой шпинели. Реже встречаются двойные (внутренняя кайма — бронзитовая, внешняя — шпинель-амфиболовая) и более сложные келифитовые каймы (бронзит-бронзит+шпинель-амфибол+шпинель).

Особое место среди габбро эпидунитового комплекса занимают так называемые *тылаиты*. Термин "тылаит" введен Л. Дюпарком для обозначения меланократовых габбро западной части Кытлымского массива. Под этим названием объединяются породы от плагиоклазосодержащих пироксенитов до типичных оливиновых габбро: "Строение этих, всегда очень меланократовых пород типично; я назвал его *криптовым*, или "сумчатым". И действительно, фемические элементы образуют голокристаллическую канву, в более или менее неправильных ячейках которой кристаллизовался полевой шпат — лабрадор или анортит. В тылаитах пироксен часто порфиroidный... С увеличением количества полевого шпата породы переходят в меланократовые оливиновые габбро" [24, с. 47].

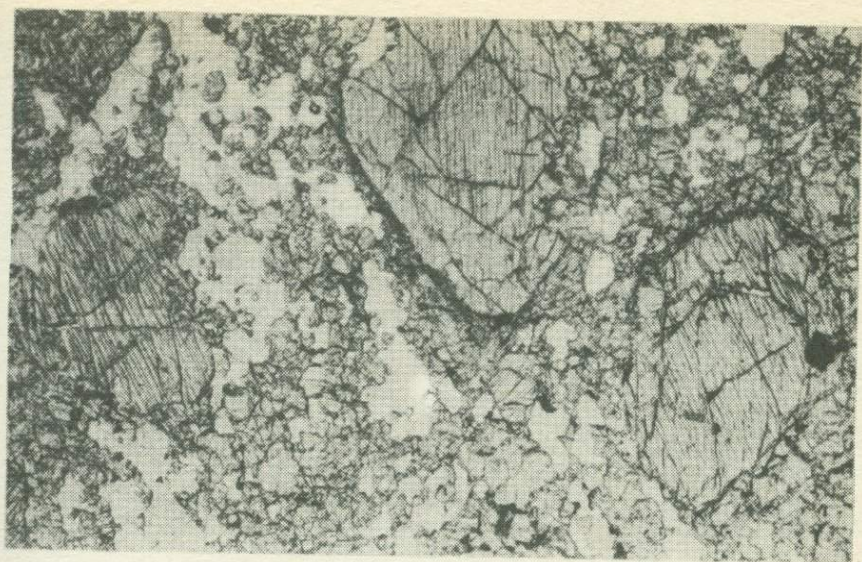


Рис. 6. "Порфирированная" (порфирокластическая, бластомилонитовая) структура тылаита. Денежкин Камень. Порфирокласты клинопироксена сцементированы мелкозернистой гранобластовой массой клинопироксена, оливина и плагиоклаза с примесью магнетита

К этому определению можно прибавить немного. Тылаиты — собирательное название тесно связанных с дунитами и пироксенитами постепенными переходами в общем меланократовых габбро, состоящих из плагиоклаза от лабрадора до анортита, клинопироксена и оливина в самых различных количественных соотношениях. Постоянно присутствует сидеронитовый магнетит, довольно обычны флогопит, бронзит, зеленая шпинель, иногда роговая обманка; в очень редких случаях описан калишпат. Тылаиты почти всегда имеют хорошо выраженную полосатую текстуру и своеобразную микроструктуру, которую следует описать более подробно.

Главная особенность структуры тылаитов видна уже невооруженным глазом — это напоминающие вкрапленники крупные, до нескольких миллиметров, порфирированные выделения клинопироксена, величина и количество которых различны в разных полосах (слоях). Под микроскопом эти выделения имеют чаще всего мягкие овоидальные, но иногда приближающиеся к идиоморфным и даже отчетливо идиоморфные очертания и облекаются более мелкозернистой массой того же клинопироксена, оливина и плагиоклаза с примесью магнетита. Относительно редко порфирированные выделения имеют отчетливо обломочные контуры и явные признаки внутренних напряжений — изгибы, изломы, облачное и волнистое погасание, грануляцию, в то время как цементирующая их масса может при этом состоять из ненапряженных зерен. Размеры порфирированных выделений могут превышать размер зерна матрицы иногда в 100—200 раз (как, например, в тылаитах Денежкина Камня). Таким образом, порфирированная, иногда квалифицировавшаяся даже как порфирировая [52], микроструктура тылаитов несет следы дробления и рекристаллизации. Порфирированные выделения, представленные чаще всего клинопироксеном, иногда плагиоклазом и очень редко оливином, можно, следовательно, рассматривать как порфирокласты, а структуру породы — как бластомилонитовую.

Степень рекристаллизации катакластического агрегата может быть различной; в отдельных случаях образуются мелкозернистые гранобластовые породы, напоминающие роговик, а порфиороклясты полностью регенерируются с образованием на их месте идиоморфных порфиробластических выделений.

Фемические силикаты в тылаитах имеют в общем тот же состав, что и в других оливиновых габбро; их средняя железистость — около 25 ат.%. Широкий диапазон состава плагиоклаза — от лабрадора до анортита — был отмечен ранее [33, с. 73—74], но не находил объяснения, поскольку всем другим оливиновым габбро свойствен равновесный анортит. Данные детального изучения эпидунитового комплекса в последние годы [39] позволяют считать, что оливиновым габбро, на месте которых возникли типичные бластомилониты (тылаиты), первично был свойствен также предельно основной, около An_{95} , состав плагиоклаза. Привнос щелочей и кремнезема в эпоху образования бластомилонитов выразился с понижением основности плагиоклаза до лабрадора и даже в редких случаях — до андезина. С этим же метаморфическим событием связано появление в тылаитах не-большого количества оранжево-бурого флогопита.

Жильные породы. Среди жильных пород, являющихся внутренней особенностью эпидунитового комплекса, выделяются пироксенитовая и габбровая группы. Первая встречается в дунитах, вторая — и в дунитах, и в пироксенитах, и в габбро. Прочие жильные породы (диабазы, гранитоиды) относительно редки, встречаются спорадически и не имеют генетической связи с комплексом.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ

Разрез дунитового тела Желтой Сопки. В массиве Денежкин Камень детально изучен разрез вдоль скального гребня Желтой Сопки, последовательно пересекающий внешнюю пироксенитовую кайму, все дунитовое поле и зону перехода от дунитового поля к полосатой дунит-пироксенит-тылаитовой серии Денежкина Камня; общая длина разреза около 3 км.

Разрез начинается на западном склоне Желтой Сопки, в 250 м к западу от триангуляционного пункта, выходами однообразных безрудных оливиновых пироксенитов. Ниже по склону, примерно в 150 м от первых выходов пироксенитов, встречены глыбы пироксен-плагиоклазовых роговиков, прослеживающихся, по данным картирования, вдоль всего западного контакта дунитового тела. После первой внешней зоны пироксенитов, имеющей ширину около 200 м, в разрезе вскрыта примерно 120-метровая зона, представляющая собой "язык" дунитового поля, заходящий с севера в пределы пироксенитовой каймы. Зона сложена породами типа метадунитов, состоящими из оливина $Fa_{11}-Fa_{14}$, примеси идиоморфного хромита и клинопироксена в количестве 5—15%, образующего рассеянную вкрапленность скелетных кристаллов. Переходы от метадунитов к пироксенитам, вскрытые в обнажениях, довольно резкие и быстрые; разности состава типичных верлитов редки. После метадунитовой зоны по гребню на протяжении около 150 м выходит еще одна полоса пироксенитов внешней каймы, сложенная безрудными породами, состоящими из бесцветного диопсида и слабо серпентинизированного оливина.

Первый участок разреза с непрерывными коренными выходами заканчивается в 100 м восточнее вершины с триангуляционным пунктом (далее расстояния указываются от нее), после чего следует закрытая седловина, фиксирующая в рельефе границу внешней пироксенитовой каймы и дунитового поля. Пройденная здесь канава вскрыла холодный тектонический

контакт: пироксениты и дуниты в этой зоне раздроблены и превращены в тектонической щель. Мощность холодной тектонической зоны — около 20 м; в ее пределах дунит превращен в серпентинит, состоящий из бесцветного скрытокристаллического серпентина с пылевидным магнетитом. В 20 м восточнее, в центре седловины, шурфом вскрыты нормальные дуниты с петельчатым серпентином. Отсюда начинаются непрерывные коренные выходы дунитов, прослеживающиеся вдоль гребня на 2100 м. Дуниты однообразны, степень их серпентинизации в среднем около 60%. Почти всегда в очень небольшом количестве присутствует эмбриональный диопсид; изредка наблюдаются небольшие хромитовые шпирсы.

Характерная особенность дунитового поля Желтой Сопки — обилие габбровых жил, имеющих состав троктолитов, норитов и роговообманковых габбро-пегматитов. В начале дунитового гребня жилы отсутствуют, затем начинают встречаться одиночные жилы небольшой мощности, обычно до 10–20 см, редко — до 1 м, прямолинейные, с резкими и нерезкими контактами, обычно крутопадающие, местами содержащие округлые и угловатые блоки дунита. Первые 1400 м выделены (см. рис. 7) как зона дунитов с редкими габбровыми жилами; к концу этого интервала количество и мощность жил явно нарастают, а на следующих 700 м жильный материал преобладает (зона мощных габбровых жил). Здесь дунит слагает изолированные блоки различной величины, до нескольких метров, в жильном материале или участки шириной в десятки метров между жилами.

В 2200 м от триангуляционного пункта тот же габбровый материал образует в дуните сеть тонких прожилков типа штокверка, придающую породе брекчиевидный облик. Резкие контакты обычно отсутствуют, отдельные прожилки, сливаясь, образуют сплошную массу с заключенными в ней включениями дунита самой различной величины. Далее габбровый материал начинает преобладать; этот 100-метровый интервал разреза выделен как зона брекчиевидных и полосатых троктолитов. Здесь штокверк прожилков начинает терять четкость сетчатого рисунка, приобретая более или менее отчетливо выраженную параллельную текстуру; включения дунита приобретают форму линз и тонких слоев.

В пределах следующего 100-метрового интервала породы приобретают необычайно резко выраженную полосатую текстуру, выражающуюся в чередовании тонких и тончайших (до 0,5 мм) слоев, сложенных плагиоклазом (анортитом), оливином $Fe_{20}-Fe_{25}$ и черной роговой обманкой. Эта зона имеет преимущественно троктолитовый состав. Прослой дунитового состава (точнее, метадунитового, так как хромит в них обычно отсутствует, а оливин резко отличается от оливина дунита по железистости) имеют форму линз и выклинивающихся слоев.

После скального гребня следует хорошо выраженная седловина, отделяющая Желтую Сопку от горного массива Денежкина Камня. Сразу же после выходов тонкополосчатых троктолитов отделенные от них менее чем 50-метровым закрытым промежутком начинаются небольшие изолированные выходы полосатых габбро с резко выраженной бластомилонитовой структурой — тылаитов, постепенно сливающихся в скальный гребень, продолжающийся до главной вершины Денежкина Камня и далее на восток.

Таким образом, дуниты Желтой Сопки с запада окружены обычной пироксенитовой каймой, контактирующей с пироксен-плагиоклазовыми роговиками экзоконтакта; на востоке пироксениты отсутствуют — дуниты сменяются тонкополосчатыми троктолитами, причем наблюдается постепенный переход от сплошных дунитов через зону дунитов, пронизанных габбровыми прожилками, к тонкополосчатым породам, содержащим уже только включения оливиновой породы в виде линз и слоев. Структурно эта зона

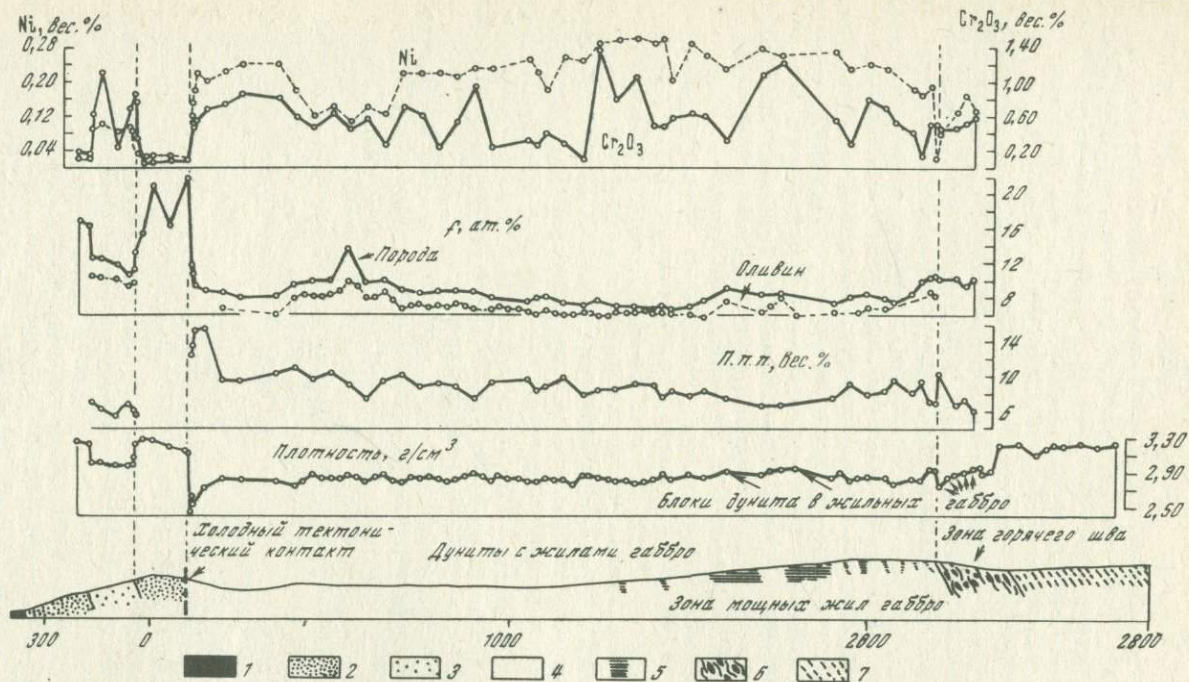


Рис. 7. Детальный разрез дунитового тела Желтой Сопки

1 — роговики экзоконтакта; 2 — пироксениты; 3 — метадуниты; 4 — дуниты; 5 — габбровые жилы в дунитах; 6 — тонкополосчатые и брекчиевидные троктолиты с блоками и линзами оливиновых пород; 7 — тылаиты

составляет одно целое с дунитовым телом; граница между ней и расположенным восточнее полем тылаитов достаточно резка, признаков постепенного перехода не наблюдается, хотя, с другой стороны, не наблюдается и видимых признаков структурного несогласия.

На графиках аналитических данных, приведенных на рис. 7, отчетливо выделяются описанные зоны. Метадунитовая зона, геологически составляющая одно целое с дунитовым полем, заметно отличается от него большей железистостью и меньшей степенью серпентинизации. График железистости дунитов и оливина обнаруживает отчетливую тенденцию повышения этой характеристики к краевым зонам дунитового поля. График содержания никеля отражает повышенное содержание этого элемента в наиболее магнизиальных дунитах центральной части поля. По содержанию хрома дуниты и метадуниты почти неразличимы — в тех и других наблюдаются резкие колебания (0,2–1,4 вес. % Cr_2O_3); в пироксенитах содержание хрома заметно меньше и стабильнее (0,1–0,2 вес. %). Граница между зоной тонкополосчатых троктолитов и тылаитовым полем достаточно резко выражена уже на графике плотности; согласно новым данным, еще более отчетливо эта граница устанавливается по составу плагиоклаза (39): в тонкополосчатых троктолитах это исключительно анортит, в тылаитах — лабрадор.

Разрезы крупных дунитовых тел Кытлымского массива. Разрез Иовского дунитового тела и его приконтактные зоны детально изучены в обрывах Иовской Пропасти, находящейся в верховьях р. Полудневой. Общая протяженность разреза — около 1,5 км; при этом 1,3 км сложены весьма слабо серпентинизированными дунитами, содержащими вкрапленность акцессорного хромита, а во многих местах — зоны обильной вкрапленности, шпировые и жилообразные скопления хромита.

В обрывах левого борта Пропасти дуниты контактируют с безрудными оливиновыми пироксенитами, в которых обычны метадунитовые участки неправильно-вытянутой формы, часто содержащие крупные скелетные выделения диопсида в мелкозернистой массе железистого оливина. Переход от дунитов к пироксенитам, совершающийся через маломощную, около 1 м, метадунитовую зону, нельзя назвать резким. В непосредственной близости к контакту в метадунитах появляются участки обильной вкрапленности диопсида; по мере удаления от контакта метадуниты сменяются дунитами с эмбриональным диопсидом. В контакте наблюдается резкий градиент железистости оливина [33, с. 101].

Ниже, на крутом склоне Пропасти, линия контакта несколько отклоняется в сторону, образуя неглубокий “залив” дунита в пироксенитах, в пределах которого на площади примерно 50 x 50 м дуниты содержат вкрапленность *энстатита*, местами образующую шпировидные сегрегации, переходящие, в свою очередь, в жилообразные массы и в секущие жилы с резкими контактами. Диопсид содержится здесь в небольшом количестве. По мере приближения к контакту с пироксенитами его количество возрастает, а энстатит постепенно исчезает. Данный пункт — единственный в Платиновом поясе, где обнаружены породы, которые можно назвать гарцбургитами и энстатититами.

В нескольких десятках метров выше русла р. Полудневой, на левом склоне долины, непосредственно у линии контакта наблюдались глыбы оливиновой породы с ксенолитообразными включениями пироксенита. Последние сложены обычным пироксенитом, цементирующий их метадунит содержит вкрапленность диопсида и мелкие сидеронитовые выделения рудного минерала. Границы включений и цемента довольно резкие. В глыбовых развалах наблюдаются морфологические переходы от таких брекчий к метадунитам с неправильными и линзообразными участками пироксени-

та. Описанные образования упоминаются Л.Дюпарком [183, с. 407] и О.А.Воробьевой и др. [16, с. 156] как эруптивные брекчии с дунитовым цементом и ксенолитами пироксенита.

Контакт дунитов с пироксенитами обнажен и на дне Иовской Пропасти, около русла р. Полудневой. Вблизи контакта дунит переходит в метадунит, в нем появляется редкая вкрапленность, а затем скопления диопсида, часто параллельно ориентированные. Постепенно метадунит исчезает, сохраняясь в пироксените в виде небольших обособлений, приобретающих состав верлита. В зоне шириной всего около 1 м [33, с. 99—102] железистость оливины заметно повышается, исчезает хромит и появляется эмбриональный диопсид.

Хорошо обнажен контакт дунитов и пироксенитов в верхней части правого борта Иовской Пропасти. Дунит обычного типа вблизи контакта переходит в метадунит с сидеронитовым хроммагнетитом. Переход к пироксениту происходит быстро, зона переходных пород верлитового состава отсутствует.

Жилы в иовских дунитах редки. Пироксенитовые жилы и жилообразные тела с более или менее резкими контурами, сопровождаемые обычно зонами рассеянной вкрапленности диопсида, тяготеют к приконтактовым зонам. В нескольких пунктах отмечены маломощные, до 1—2 см, прожилки энстатита.

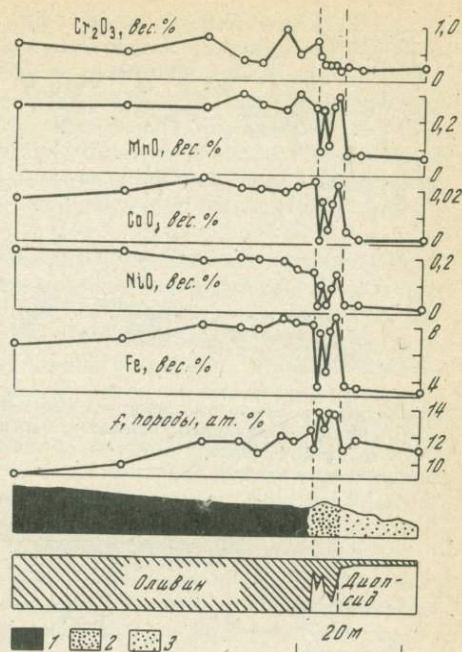
Новые аналитические данные [30], уточняющие ранее имевшиеся [33], показывают, что в контактах дунитового тела железистость резко повышается (породы до 15—16, оливина до 14—15 ат. %); метадунитовая кайма имеет ширину не более нескольких метров. Рудный минерал в приконтактовых метадунитах представлен весьма железистым хромитом, который можно назвать хроммагнетитом, в сидеронитовых, а не в идиоморфных, как в дунитах, выделениях.

Детально изучен контакт дунитов Косьюинского тела с породами внешней пироксенитовой каймы на водоразделе логов Северного и Юдинского. В однообразных дунитах краевой зоны не наблюдается ни жил, ни макроскопически заметной вкрапленности диопсида. В 20 км от контакта начинает изменяться цвет корки выветривания: из светло-желтой она становится буровато-желтой. В контакте дуниты резко сменяются породами переходной зоны, имеющей ширину около 5 м, в которой чередуются участки верлитового, метадунитового и пироксенитового состава, вытянутые параллельно простиранию контакта. Породы переходной зоны сменяются безрудными, почти не содержащими оливины пироксенитами. Детальное микроскопическое и химическое изучение этого контакта показало (рис. 8; см. также [33], с. 91—97), что здесь, как и в других случаях, наблюдается отчетливое и постепенное увеличение железистости оливиновой породы по мере приближения к контакту. Краевая зона дунитового тела содержит эмбриональный диопсид, количество которого даже в самом контакте не более 1%; здесь же свойственные дунитам октаэдрические выделения хромита постепенно вытесняются сидеронитовыми выделениями хроммагнетита и магнетита. Валовое содержание железа в дунитах увеличивается от 6 до 8 вес. % по мере приближения к контакту, достигая максимума в метадунитах краевой зоны, а затем резко падает при переходе к пироксенитам до 3,5 вес. %. Так же ведут себя кобальт и марганец; количество никеля необратимо уменьшается к контакту, колеблется в небольших пределах в переходной зоне и достигает минимума в пироксенитах. Содержание хрома в дунитах довольно резко колеблется, а в переходной зоне становится более низким, но и более постоянным.

Рис. 8. Графики изменения железистости пород, содержания железа и микроэлементов в одном из контактов Косьювинского дунитового тела

1 — дуниты и метадуниты; 2 — переходная верлитовая зона; 3 — пироксениты

Полосатые дунит-пироксенит-тылаитовые серии. Наиболее типичны и могут служить эталоном полосатые серии в западной периферической части Кытлымского массива, в районе Тылайского и Конжаковского Камня, где дуниты и пироксениты составляют значительную часть разреза. В Денежкинском массиве, в разрезе полосатой серии, преобладают тылаиты и оливиновые габбро, пироксениты им подчинены, а дуниты и метадуниты образуют мелкие пластовые тела. В полосатой серии Качкарского массива преобладают пироксениты, тылаиты и оливиновые габбро; дуниты полностью отсутствуют, оливиновые породы встречаются редко.



В Кытлымском массиве разрез полосатой серии изучен в скальных гребнях по обоим бортам долины р. Гаревой, берущей начало на западных склонах Тылайского Камня [33]. В левом борту (рис. 9) на протяжении первых 220 м выходят довольно однообразные дуниты с тонкой плитчатой отдельностью, сложенные оливином несколько повышенной железистости (10–12 ат. %) и часто обнаруживающие порфириовидные (бластомилонитовые) структуры. Дуниты сменяются безрудными оливиновыми пироксенитами, выходы которых прослеживаются примерно на 80 м. Затем снова выходят дуниты, образующие пластовое тело мощностью около 40 м, в лежачем боку имеющее довольно резкий контакт с пироксенитами. Вблизи контакта дунит содержит редкую примесь эмбрионального диопсида. Примерно в 10 м от всячего бока среди дунитов в виде гривы выходит полоса богатого оливином пироксенита, не имеющая резких границ, согласная с общей структурой полосатой серии и с плитчатой отдельностью в дунитах и прослеживающаяся по простиранию на 40–50 м. Следующие 130 м разреза сложены пироксенитами, в которых впервые начинают появляться редкие прослои тылаитового состава. В 470 м от начала разреза среди пироксенитов выходит пластовое тело дунитов мощностью 15–20 м; порода состоит из оливина Fa_8 – Fa_{10} и хромита. Отсюда и до конца разреза в непрерывных коренных выходах прослеживаются пироксениты, более или менее богатые оливином, с редкими и маломощными тылаитовыми прослоями. Для всех пород этого интервала характерны выраженные в различной степени бластомилонитовые структуры. В конце разреза, несколько ниже вершины гребня, в развалах пироксенитов прослеживаются полосы типичных дунитов шириной не более 10–20 м. Та же полосатая серия вскрыта на противоположном склоне долины р. Гаревой [33, с. 108–113].

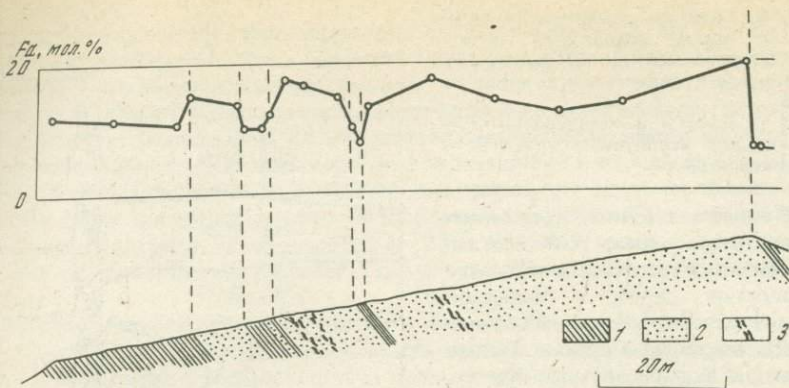


Рис. 9. График изменения железистости оливина в породах полосатой дунит-пироксенит-тылаитовой серии левобережья р. Гаревой (Кытлымский массив)

1 — дуниты с хорошо выраженной плитчатой отдельностью; 2 — пироксениты; 3 — тылаитовые прослои

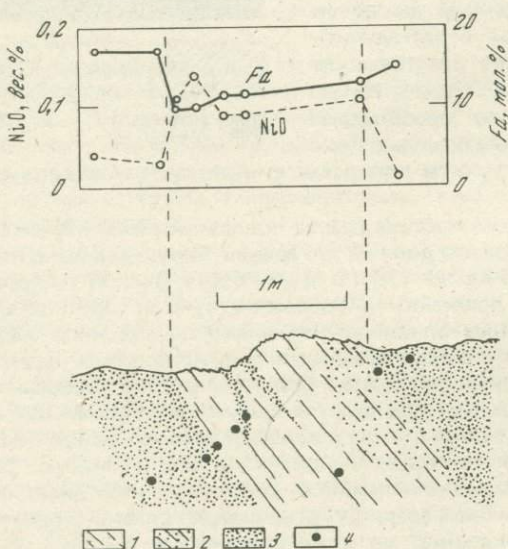


Рис. 10. График железистости оливина и содержания никеля в поперечном разрезе дунитового пласта в полосатой дунит-пироксенит-тылаитовой серии. Правобережье р. Гаревой

1 — дунит с плитчатой отдельностью; 2 — "оспенная" вкрапленность диопсида в дуните; 3 — оливиновый пироксенит; 4 — точки отбора проб

Детально изучен разрез одного из дунитовых пластов (рис. 10). Висячем боку пласта пироксенит с оливином Fa_{15} и диопсидом, содержащий ничтожное количество магнетита, постепенно через зону метадунита с оливином Fa_{13} , хромитом и вкрапленностью диопсида, контуры скоплений которой несогласны с плитчатой отдельностью, переходит в дунит с оливином Fa_{11} , содержащий редкий эмбриональный диопсид. Далее количество диопсида убывает; в центральной части пласта порода имеет облик типично-

го дунита. В таком дуните здесь же видны жилообразные массы обильной и крупной вкрапленности диопсида, идущие вдоль плитчатой отдельности или секущие ее; в таких зонах порода представляет собой, по существу, верлит с оливином Fa_{12} и рудным минералом в виде мельчайших сидеритовых выделений. В лежащем боку пласта контакт более резок; обогащение диопсидом происходит лишь в самом контакте. Поверхность контакта согласна с плитчатой отдельностью в дунитах и пироксенитах лежащего бока; последние содержат оливин Fa_{17} и диопсид при ничтожном количестве магнетита.

В последние годы [39] весьма детально изучен разрез полосатой габбро-гипербазитовой серии в Денежкинском массиве, составляющий непосредственное продолжение вышеописанного разреза Желтой Сопки (рис. 11). Полосатая серия слагает здесь обширное поле, в котором в самом первом приближении выделяются две зоны — внутренняя и внешняя. Внутренняя сложена оливиновыми габбро с равномернозернистой гранобластовой структурой. Внешняя зона, связанная с предыдущей постепенным переходом без каких-либо видимых геологических границ, сложена тылаитами и соприкасается с дунитовым телом Желтой Сопки по маломощной зоне тонкополосчатых троктолитов. Тылаитам, как обычно, свойственна бластомилонитовая структура. Интенсивность катаклаза в них нарастает к этой последней зоне, рассматриваемой как древний "горячий" тектонический шов [31]: порфирокласты приобретают округлые или явно обломочные формы, увеличивается объем мелко- или тонкозернистой матрицы. Как установлено по большому числу оптических определений, выполненных В.И.Магеровым, колебания состава фемических минералов невелики: в габбро обеих зон железистость клинопироксена колеблется большей частью от 20 до 26, оливина — от 20 до 30 ат. %. Количество магнетита колеблется, напротив, в широких пределах — от следов до 20 вес. %, находясь в зависимости от общей железистости пород, подверженной значительным колебаниям. В пироксенитах и верлитах, слагающих в габбро пластобластные тела и линзы разных размеров, магнетит практически отсутствует, а железистость силикатов колеблется в пределах 16—20 ат. %. В линзах и пластовых телах дунитов и метадунитов, залегающих всегда среди пироксенитов, железистость оливина, сосуществующего с высокожелезистым хромитом и, по-видимому, с хроммагнетитом, возрастает от 12 ат. % в центральных частях наиболее мощных тел до 15—17 ат. % вблизи контактов. Соотношения дунитов и пироксенитов подобны вышеописанным.

Наиболее интересны пространственные изменения в составе плагиоклаза. В гранобластовых габбро внутренней зоны он имеет большей частью состав Al_{90} — Al_{98} . Во внешней зоне наблюдается тенденция уменьшения основности по направлению к "горячему" шву; в отдельных точках плагиоклаз приобретает состав андезина Al_{40} . Содержание K_2O в нем прогрессивно возрастает от следов в анортитовых до 0,45 вес. % в наиболее натриевых разновидностях. Эти изменения находятся в соответствии с валовым составом пород: средние содержания Na_2O увеличиваются от внутренней зоны к шву от 0,6 до 1,2, K_2O — от следов до 0,15, SiO_2 — от 42 до 46,3 вес. %; там, где содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе менее 70%, отмечено появление оранжево-бурого флогопита. Степень равновесности плагиоклаза высока по всему разрезу; микронзондовыми определениями [93] установлена близость состава клинопироксена и плагиоклаза в порфирокластах и мелкозернистой матрице тылаитов, указывающая на установившееся химическое равновесие в породах не только с гранобластовой, но и с бластомилонитовой структурой.

Таким образом, в разрезе полосатой серии Денежкина Камня обнаружен

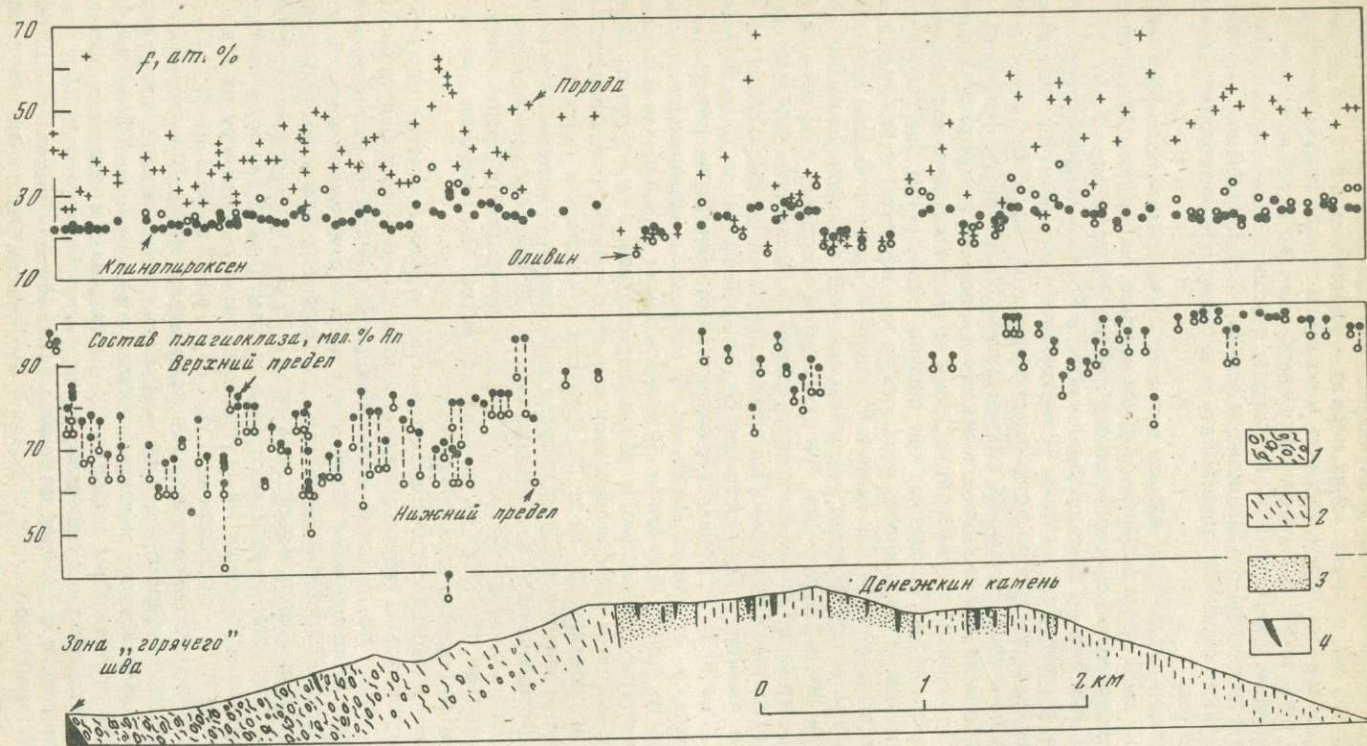


Рис. 11. Детальный разрез полосатой габбро-гипербазитовой серии Денежского Камня. По А.А. Ефимову и В.И. Маггову [39]
 1 — тылаиты; 2 — полосатые оливиновые габбро с равномернoзернистой гранобластовой структурой; 3 — пироксениты и верлиты; 4 —
 пластовые тела дунитов и метадунитов

химический градиент, выраженный в возрастании содержаний Si, Na и K к "горячему" шву. Поскольку эти химические изменения, в концентрированном виде проявившиеся в понижении основности плагиоклаза и появлении флогопита, пространственно совмещены с зоной тектонитов (тылаитов), есть основания считать их метасоматическими и связывать с эпохой динамометаморфизма гранобластовых габбро. Поскольку градиент асимметричен (в породах самого шва и по другую его сторону, в габбровых жилах среди дунитов Желтой Сопки присутствует только анортит), можно предполагать, что зона шва не могла быть зоной проницаемости для агента метасоматоза. Более вероятно предположение о привносе Si, Na и K в период, предшествовавший тектоническому совмещению дунитового тела Желтой Сопки и поля полосатых габбро.

Полученные данные объясняют уже давно отмеченный факт [33, с. 74] местного обогащения щелочами и снижения основности плагиоклаза в тылаитах Платиноносного пояса и указывают на то, что первичным субстратом последних были недосыщенные кремнеземом и крайне бедные щелочами габбро, какие слагают внутреннюю зону описанного разреза; детали строения последней были изучены в небольшом разрезе полосатых оливиновых габбро в среднем течении р. Быстрой [34].

Малые тела оливиновых пород в полосатых сериях. Линзо- или пластообразные тела оливиновых пород, подобные описанным выше в разрезе по р. Гаревой, обычно невелики по размерам и редко могут быть выражены в масштабе на геологических картах. Некоторые из них, однако, при мощности в десятки метров прослеживаются на сотни метров.

В Кытымском массиве, в 1 км восточнее вершины Конжаковского Камня, выходит дунитовое тело мощностью не более 40–50 м, залегающее в виде согласного пласта длиной 500–600 м среди полосатых пироксенитов. У западного контакта тела обнажены метадуныты с тонкой плитчатой отдельностью, падающей, как и полосчатость в пироксенитах, под углом около 70° на ВЮВ. Несколько дальше от контакта начинаются выходы полосатых верлитов, в которых чередуются слои пироксенита, богатого оливином верлита и метадуныта. В метадунитовых слоях диопсид образует вкрапленность различной густоты; границы слоев могут быть резкими или совершенно неотчетливыми. Дальше выходят оливиновые пироксениты с пластообразными, иногда неправильными метадунитовыми или верлитовыми участками. Железистость оливина и диопсида, составляющая в метадунитах самого тела около 14 ат. %, повышается до 17–20 ат. % в метадунитах и верлитах переходных зон.

Еще одно, более крупное тело обнажается на крутом склоне циркообразного расширения в верховьях р. Северный Катышор. При мощности, не превышающей 50 м, оно прослеживается в виде пластовой залежи в полосатых пироксенитах на 1,5 км. Большая часть тела, в первую очередь краевые зоны и места выклинивания, сложена метадунитами с оливином $Fa_{15}-Fa_{20}$, содержащими бедную вкрапленность хроммагнетита и магнетита. Наблюдались тонкие, до 5 мм, жилки магнетита (рис. 12), переходящие в рассеянную вкрапленность. В центральных частях тела встречаются участки нормального дунита с хромитом и менее железистым оливином. Обычная редкая вкрапленность эмбрионального диопсида, а также секущие плитчатую отдельность пироксенитовые жилы мощностью до 0,3–0,5 м с резкими контактами; состав оливина в жильной породе такой же, как и во вмещающем метадуните ($Fa_{15}-Fa_{17}$).

Малые тела оливиновых пород подобного типа — постоянная принадлежность полосатых серий эпидунитового комплекса. Отдельные пласты весьма

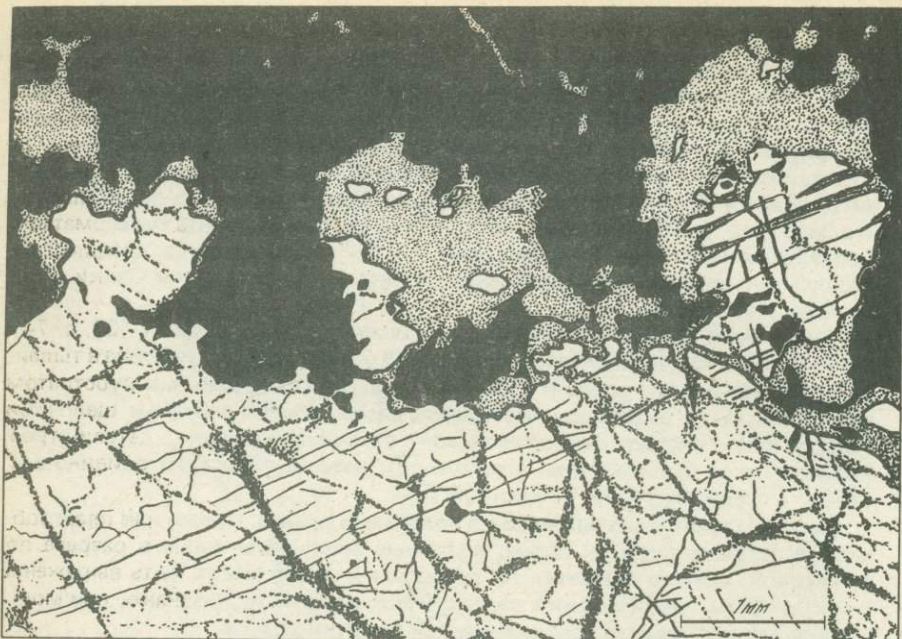


Рис. 12. Контакт магнетитовой жилки с вмещающим метадунитом. Оливин Fa_{18} частично замещен бурым идингситом (точки)

выдержаны по простиранию; так, например, дунитовый пласт ("жила") в верховьях р. Б.Супряя на Денежкином Камне, описанный еще Е.П.Молдавanceвым [104], при мощности не более 50 м прослежен при картировании почти на 2,5 км. Состав тел закономерно связан с их размерами: как правило, чем мощнее тело, тем более оно приближается по составу к нормальному дуниту, а метадуниты слагают преимущественно его краевые зоны. В маломощных телах обычно присутствуют только метадуниты, местами переходящие в магнетитовые оливиниты. Тела, целиком сложенные последними, свойственны участкам разрезом с преобладанием мезократовых оливиновых габбро и троктолитов (таковы, например, многочисленные тела магнетитовых оливинитов со скоплениями титаномагнетитовой руды среди оливиновых габбро и троктолитов Сухогорского Камня).

Пироксенитовые жилы. Жилы пироксенитового состава в дунитах Платиноносного пояса представляют собой обычное, рядовое явление и встречаются повсеместно; исключение составляет, по-видимому, только дунитовое тело Соловьевой горы в Тагильском массиве, совершенно или почти лишенное каких-либо жил. Поскольку эти образования важны для понимания генезиса пироксенитов вообще, имеет смысл рассмотреть особенности их строения на конкретном примере.

Типичная пироксенитовая жила была детально изучена в дунитах юго-западного отрога Желтой Сопки [36]. Наибольшая ее мощность — около 40 см; она прослежена примерно на 40 м, до полного выклинивания. Контакты с дунитом кажутся большей частью совершенно резкими. Часто наблюдаются отходящие в окружающий дунит очень тонкие, иногда прерывающиеся и переходящие в цепочки разобщенных зерен пироксеновые жилки. В наиболее мощной части жилы слагающий ее пироксенит имеет пегма-

тоидный облик, а в местах выклинивания переходит в относительно мелкозернистый. В экзоконтакте, в зоне не более 10–15 см шириной, дунит изменяет свой цвет в свежем изломе с темно-зеленого на темно-бурый; корка выветривания его становится более тонкой и приобретает красно-бурый оттенок. В этой же зоне местами появляются крупные скелетные кристаллы диопсида; иногда диопсид появляется в виде вкрапленности и дунит переходит в породу типа верлита. При выклинивании жила разделяется на несколько ветвей с нерезкими границами. Блоки дунита, заключенные между отдельными ветвями, имеют то угловатые, то совершенно нечеткие, неопределенные очертания с постепенными переходами к пироксениту; дунит превращается в них в верлитоподобную породу. В блоках с наименее резкими границами в большом количестве появляются сидеронитовый магнетит и зеленая шпинель — дунит приобретает состав магнетитового оливинита.

Дунит, в поле которого находится жила, вполне обычен и содержит оливин Fa_7 – Fa_8 ; жильный пироксенит не отличается от пироксенитов, слагающих внешнюю кайму дунитового тела. Железистость оливина и диопсида в нем колеблется в пределах 18–20 ат. %, повышаясь до 25 ат. % в участках “косьвитового” состава, где сидеронитовый магнетит в ассоциации с зеленой шпинелью обилен. В упомянутых каймах экзоконтактовых изменений по мере приближения к контакту с жилой в дуните появляется диопсид, сначала в очень мелких и редких выделениях. Одновременно идиоморфные выделения хромита начинают терять четкость очертаний, становятся округлыми или неправильными, наконец, постепенно вытесняются рудным минералом в мелких сидеронитовых выделениях. Бледно-зеленый петельчатый серпентин, характерный для дунита, сменяется бурым, с рудной пылью. Оливин постепенно становится все более железистым, в самом контакте достигая железистости этого минерала в пироксените (Fa_{17} – Fa_{20}). Местами в оливиновой породе экзоконтакта — типичном метадуните — появляются крупные, до 3–4 см, скелетные выделения диопсида.

В блоках, содержащихся в жиле в месте выклинивания, дунит изменяется наиболее сильно — он превращается в рудный верлит и магнетитовый оливинит, содержащие оливин (Fa_{24} – Fa_{27}) в парагенезисе с магнетитом и диопсидом. Магнетитовый оливинит состоит существенно из оливина и крупных сидеронитовых выделений магнетита с включениями зеленой шпинели. Зерна диопсида редки. Местами рудные выделения смыкаются в сплошной скелет — возникает типичная сидеронитовая структура. Порода содержит, по данным химического анализа, до 30 вес. % магнетита, а содержание TiO_2 в ней достигает 2 вес. % (в дуните обычно — сотые доли процента).

Можно констатировать, что в экзоконтактовой зоне пироксенитовой жилы и в блоках, содержащихся в ней, магнезиальный дунит превращается в железистую оливиновую породу (метадунит), верлит или магнетитовый оливинит. Все эти изменения следует считать метасоматическими. В описанном случае наблюдаем довольно редкий факт — превращение дунита в оливинит с обильным титаномagnetитом — одну из разновидностей руд так называемого качканарского типа.

Габбровые жилы. Жилы габбрового состава встречаются во всех породах эпидунитового комплекса и составляют его важную внутреннюю особенность. Их распространение ограничено внешними границами полей комплекса; жилы не выходят в породы окружения. Для познания их природы особый интерес представляют наблюдения над габбровыми жилами в дунитах, особое обилие которых отмечается в массиве Денежкин Камень.

Область развития габбровых жил вскрыта в скальном гребне Желтой Сопки (см. рис. 7). Жильные породы имеют состав троктолита, троктолит-

пегматита, норита, норит-пегматита, габбро-пегматита с роговой обманкой, амфиболового габбро и микрогаббро. Эти главные разновидности с множеством промежуточных типов тесно связаны между собой, встречаясь иногда вместе в пределах одной жилы. Сколько-нибудь достоверных случаев пересечения жил не наблюдалось: вся жильная масса образует штокверк, кажушийся образовавшимся в одно время.

Реже других встречаются прямолинейные жилы небольшой мощности с совершенно нерезкими контактами, физически неотделимые от дунита, сложенные всегда троктолитом или троктолит-пегматитом массивной текстуры. Самые маломощные из них прослеживаются в дуните как цепь ксеноморфных выделений анортита в оливиновой матрице (рис. 13, а). Однако можно заметить, что прерывистые цепочки анортитовых кристаллов лишь маркируют осевые части непрерывных, гораздо более широких линейных зон с более темной, чем у окружающего дунита, окраской корки выветривания. Тщательное изучение поперечных разрезов таких жил показало, что с анортитом сосуществует оливин состава $Fa_{13}-Fa_{15}$. В дуните тот же минерал имеет состав Fa_7-Fa_8 , а в упомянутых зонах обнаруживается градиент состава, связывающий эти два уровня (рис. 13, б). Жилы подобного типа можно уверенно рассматривать как зоны инфильтрационного известково-глиноземистого метасоматоза дунита, окруженные диффузионными метасоматическими ореолами.

Преобладают более или менее прямолинейные, резко отделяющие от дунита поверхностями физической прерывности, без видимых экзоконтактовых изменений жилы разнообразного, в том числе троктолитового, состава. Наблюдались морфологические переходы от прямолинейных жил к полукруглым от них четковидным жилам с волнистыми, обдавленными контактами и к "слепым" жильным телам — бесформенным, округлым или линзовидным, изолированным в массе дунита и отделенным от него поверхностями, напоминающими зеркала скольжения. Местами жилы переполнены включениями дунита, имеющими облик блоков или линз, изменения которых тем сильнее, чем меньше их величина: мелкие — полностью или частично превращены в метадунит с оливином $Fa_{15}-Fa_{20}$ или в ультрамеланократовый троктолит; в крупных блоках дунит может ничем не отличаться от вмещающего. Жильная масса обтекает включения и имеет грубополосчатую или тонкополосчатую текстуру.

Всем жильным породам, кроме троктолитов в вышеописанных жилах с нерезкими контактами, свойственна впервые отмеченная Ф.Ю.Левинсон-Лессингом [82] катакластическая структура. Крупные порфирокласты фемических минералов и плагиоклаза, почти всегда со следами внутренних напряжений, цементируются более мелкозернистой (иногда в 100—200 раз) гранобластовой массой тех же или новообразованных минералов. Наблюдается непрерывный ряд от структур с сильным катаклизмом и слабой рекристаллизацией напряженных зерен до структур тонкозернистых бластомилонитов, в которых напряжения в порфирокластах полностью сняты рекристаллизацией. Полосатая текстура создается чередованием слоев, различающихся количеством и величиной порфирокластов и размером зерна цементирующей их матрицы.

Очевидно, катакластические структуры и полосатые текстуры возникли в эпоху деформации жил. Деформация была неравномерной и относительно слабой, вследствие чего большинство жил не потеряло своего характерного жильного облика, а некоторые сохранили первичную морфологию. Имели место явления будинажа, с которыми связано образование "слепых" жильных тел. Резкость контактов, по-видимому, во многих случаях связана с деформацией и может быть вторичной.

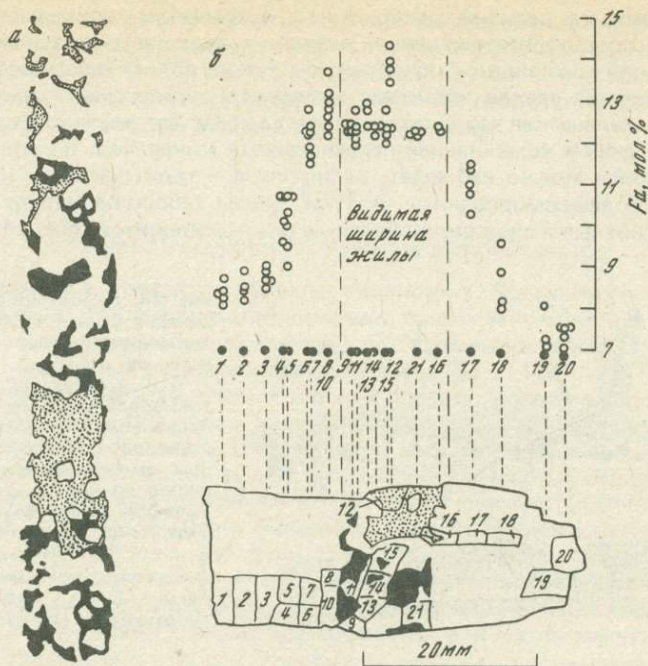


Рис. 13. Маломощная троктолитовая жила в дуните

а — строение жилы: в оливиновой матрице (белое) — цепь скелетных выделений анортита (точки) и амфибол-шпинелевые скопления, возникшие при реакции оливина и анортита в эпоху метаморфизма амфиболитовой ступени (черное); б — изменение железистости оливина в поперечном разрезе той же жилы

В жильных габбро присутствует лишь шесть минералов: плагиоклаз, оливин, ортопироксен, амфибол, зеленая шпинель и магнетит. Клинопироксен очень редок; вторичные низкотемпературные изменения слабы и нерегулярны. Плагиоклаз во всех разностях, независимо от состава фемической части породы, имеет состав $An_{91}-An_{97}$. Ортопироксен однообразен — это бронзит $Fs_{23}-Fs_{25}$. Состав оливина изменяется от Fa_7 в крупных блоках дунита до Fa_{25} в тонкополосчатых бластомилонитах и блоках метадуניתового состава. Амфибол — роговая обманка, в шлифе от буровато-розовой до светло-зеленой, с железистостью 23–30 ат. %. Состав шпинели не определялся; судя по цвету, это магнезиальный плеонаст. Магнетит содержит обычно менее 2 вес. % TiO_2 .

Парагенезис недеформированных троктолитовых жил включает только два минерала — оливин и анортит. Однако часто уже в этих жилах, как бы они ни были маломощны, на границе оливина и анортита образуются симплектитовые каймы шпинель-амфиболового состава, которые могут разрастаться и образовывать скопления, содержащие реликты оливина (см. рис. 13). В скоплениях может происходить сегрегация с укрупнением зерна, а в отдельных участках — полная перекристаллизация породы с образованием агрегата амфибола, шпинели и анортита.

В бластомилонитах устанавливается сложная картина разнообразных незавершенных реакций и рекристаллизации. Порфирокласты анортита превращаются в мозаичный агрегат анортита. Порфирокласты бронзита окружаются каймами рекристаллизованного бронзита или бронзита в сочетании с

продуктами его реакции с анортитом — амфиболом, шпинелью и магнетитом. Как продукт незавершенной реакции изредка встречается антофиллит, образующий сростания с бронзитом. В случаях полной перекристаллизации и исчезновения следов катаклаза возникают равновесные гранобластовые агрегаты, салическая часть которых всегда представлена анортитом, а фемическая — любой комбинацией перечисленных минералов. В разрезе одной и той же жилы можно наблюдать реликтовые — троктолитовые или норитовые, слабо деформированные участки, линзы габбро-пегматита с амфиболом и шпинелью и слои разнообразных бластомилонитов (рис. 14).

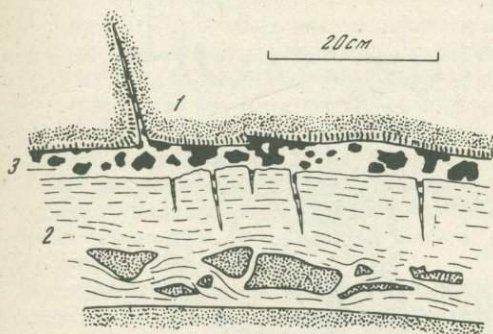


Рис. 14. Деформированная метаморфизованная габбровая (троктолитовая или норитовая) жила в дуните

1 — вмещающий дунит; 2 — тонкополосчатая масса бластомилонитовая или мелкозернистая гранобластовой структуры, имеющая амфибол-анортитовый, амфибол-шпинель-анортитовый или амфибол-шпинелевый состав и содержащая включения метадунита; 3 — несколько более поздняя посткинematическая пегматоидная жила амфибол-анортитового состава

Сходство состава минеральных фаз и общий рисунок текстуры исключают возможность наложения разновременных метаморфических событий и говорят в пользу синхронности и изофациальности всех этих пород. Однако совместное нахождение парагенезисов, принадлежащих как будто бы к разным фациям метаморфизма (например, переслаивание анортитовых амфиболов и пород типа анортит-бронзитовых роговиков), выглядит странным. Наблюдаемые факты, по-видимому, могут объяснить предположение, что в данном случае при постоянстве температуры и давления существовали градиенты давления воды, независимые от степени деформации жильного субстрата [40]. Деформация в общем способствовала появлению водных парагенезисов, но иногда и при сильной деформации могли возникать сухие минеральные ассоциации.

Было изучено два конкретных случая преобразования жильного субстрата (бластомилонитов по троктолиту и нориту — случаи I и II соответственно) в равновесной анортитовой амфиболит [40]. Установлено, что в обоих случаях имеют место вынос алюминия и привнос Mg, Fe, Ti и Na. Существенно увеличивается фемическая часть породы уменьшается ее железистость; индифферентно ведут себя Si и Ca. Происходит, таким образом, базификация исходного субстрата, но с увеличением содержания Na. Привнос Mg и Fe можно объяснить биметасоматическим обменом между дунитом и жилами, привнос же Ti и Na следует связывать с более отдаленным источником. Эти же два случая подтверждают изофациальность сухих и водных продуктов метаморфизма — наблюдается большое сходство в составе общих минеральных фаз.

Изложенное можно резюмировать следующим образом. В дунитах существовала сеть троктолитовых и норитовых жил — ранних образований метасоматического генезиса. Жилы испытали деформацию и синхронный с

нею метаморфизм амфиболитовой ступени умеренного давления (об этом свидетельствуют отсутствие граната в апотроктолитовых парагенезисах и низкое отношение $Al^{VI} : Al^{IV}$ в амфиболах, равное 0—0,2). В результате возникла сложная картина, в которой сочетаются реликты ранних образований и продукты сухого и водного их метаморфизма.

ГЕНЕЗИС

Генезис метадунитов, верлитов и пироксенитов

Зональность в контактах дунит — пироксенит. Все контакты дунитов с пироксенитами при внешнем разнообразии имеют закономерное зональное строение. Приведенные выше данные дают возможность нарисовать обобщенный стандартный разрез контактовой зоны [33, с. 118].

Центральные части дунитовых тел, как правило, сложены породами, состоящими из оливина Fa_6-Fa_{10} и аксессуарного хромита. Иногда уже здесь, а чаще ближе к периферии, в нескольких десятках метров от контакта, в дуните появляются мелкие выделения эмбрионального диопсида (зона II). Дунит в этой зоне еще неотличим от обычного; примесь диопсида незначительна, не более 1—2%. Далее железистость оливина неуклонно увеличивается — начинается зона метадунитов с эмбриональным диопсидом (зона III), переходящая далее в зону метадунитов с более крупной редкой вкрапленностью диопсида (зона IV). В породах этих двух зон оливин сосуществует или с весьма железистым хромитом, или с хроммагнетитом, или (что свойственно уже породам с оливином $Fa_{15}-Fa_{20}$) с магнетитом в сидеронитовых выделениях. При сгущении вкрапленности диопсида начинается верлитовая зона (зона V), сложенная породами, состоящими из переменных количеств оливина $Fa_{15}-Fa_{20}$ и магнетита. Наконец, верлитовая зона сменяется зоной пироксенитов (VI), в которых преобладает диопсид с железистостью 15—20 ат. % в парагенезисе с оливином и магнетитом.

Между зонами I—IV всегда существует неуловимо постепенный переход. Границы между зонами I—IV и зоной V, а также между зонами V и VI могут быть резкими в самой различной степени. В пределах зон I—V обычные пироксенитовые жилы, иногда образующие штокверк в существенно оливиновой матрице. Абсолютная и относительная ширина перечисленных зон может изменяться в очень широких пределах, отдельные зоны могут быть редуцированы вплоть до полного их отсутствия, однако неизменны их последовательность и обязательное наличие градиента железистости силикатов (от 7—8 до 15—25 ат. %) и рудного минерала — от собственного дуниту феррихромпикотита до хроммагнетита и магнетита (титаномагнетита). Неизменна также тенденция изменения химического состава пород: необратимое уменьшение Mg и увеличение Ca, Si, Al, и на этом фоне — абсолютное обогащение железом метадунитовой зоны при непрерывном возрастании отношения $Fe : (Fe + Mg)$ от дунита к пироксениту. График абсолютного содержания железа представляет собой несимметричную волнообразную кривую с максимумом в метадунитовой и минимумом в пироксенитовой зонах. Из микроэлементов Co, Ti и Mn обнаруживают связь с железом, концентрации Ni и Cr убывают по мере уменьшения содержания магния.

Известен пока только один случай отклонения от стандартного разреза: в одном из контактов Иовского дунитового тела место метадунитов занимают энстатитсодержащие дуниты и гарцбургиты, через плохо выраженную зону лерцолитов переходящие в обычные диопсидовые пироксениты.

Пироксенитовые жилы в дунитах. Во всех известных случаях пироксени-

товые жилы обнаруживают секущие отношения с вмещающим дунитом. А.Н.Заварицкий [51] был первым, кто обратил внимание на особенности пироксенитовых жил (например, на переход их по простиранию в цепочки разобщенных кристаллов пироксена), которые трудно объяснить проникновением в твердую породу магматического расплава. В экзоконтактах отдельных жил наблюдается зональность, в миниатюре полностью повторяющая зональность в контактах дунит—пироксенит, установленную для крупных тел. Н.М.Успенский [151] и С.В.Москалева [112] считали жилы бесспорно метасоматическими; О.А.Воробьева [15] полагала, что жильная форма пироксенитов уже сама по себе — признак существования пироксенитового расплава. Таким образом, факт наличия более поздних по отношению к дуниту пироксенитовых жил никем не оспаривался, спорным оставался лишь вопрос о способе их образования.

Здесь же следует упомянуть особенность, впервые отмеченную для крупных дунитовых тел Н.К.Высоцким [17] и затем подчеркнутую А.Н.Заварицким [50, 51]. Это различие в конфигурации внешнего и внутреннего контактов пироксенитовых оторочек, окружающих крупные дунитовые тела, — геологический факт крупного масштаба, установленный при картировании. Например, внешний контакт изолированного дунит-пироксенитового тела Соловьевой горы, не имеющего габбрового окружения, весьма прост по своим очертаниям, внутренняя же граница между дунитами и пироксенитами извилиста и прихотлива, с протяженными жилообразными внедрениями пироксенитовой каймы в тело дунита, наводящими на мысль о проникновении пироксенита внутрь дунита по системе зон сопряженных направлений.

Образования типа зруптивных брекчий. Описаны Л.Дюпарком и Ф.Пирсом [183, с. 407], а затем О.А.Воробьевой и др. [16, с. 156] в одном и том же пункте контакта Иовского дунитового тела. Это единственное достоверное наблюдение для Платиноносного пояса, позволяющее говорить об обратных возрастных соотношениях дунитов и пироксенитов.

"Дунитовые жилы". Необычайно запутанный вопрос в природе так называемых дунитовых жил был подробно рассмотрен нами ранее [33, с. 114—116]. Было показано, что "дунитовыми жилами" первые исследователи Платиноносного пояса называли малые дунитовые тела, залегающие среди пироксенитов и тылаитов. Оригинальные описания таких тел не отличаются категоричностью. Из них следует, что это скорее жилообразные по форме пластовые залежи, согласные с полосчатостью в окружающих породах и обнаруживающие к ним постепенные переходы. Ни в одной из ранних работ (1900—1928 гг.) нет указаний на то, что жилообразные тела дунитов обладают признаками магматических жил. Однако в изложении последующих авторов, не приводивших новых фактических данных, пластовые тела превратились в "дунитовые дайки" [151], в "типичные жилы" и одновременно в "сингенетичные шлировые обособления" [16]. В изложении авторов, весьма далеких от уральских объектов, вопрос о дунитовых жилах приобретает еще более интересное звучание, обрastaя подробностями, не содержащимися в оригинальных описаниях [230, с. 105]: "Уникально для Урала... относительно обычное присутствие дунитовых даек, секущих пироксениты и габбро. Некоторые из дунитовых даек идентичны дуниту больших тел, но некоторые мелкозернистые, а другие имеют порфиоровую структуру, с крупными оливинами, заключенными в цементирующей массе более мелких".

Выше было показано, что малые дунитовые тела чаще всего представляют собой пластовые залежи в полосатых сериях, всегда окруженные пироксенитами или верлитами; в их эндоконтактовых зонах наблюдаются

те же явления и та же зональность, которая установлена для крупных дунитовых тел.

Обсуждение. Рассмотрим всю совокупность фактов, на основании которых можно сделать вывод о генезисе пироксенитов и пород переходной зоны между ними и дунитом.

Следует, по-видимому, сразу исключить из рассмотрения доводы чисто микроструктурного свойства, которым уделялось в свое время много внимания. Многие авторы-трансформисты придавали большое значение соотношениям минералов в шлифах, пытаясь найти под микроскопом непосредственные следы метасоматических процессов. При этом они исходили из естественного предположения, что если оливиновая порода метасоматически замещается пироксеновой, то в зоне перехода можно видеть сразу и первичные, и новообразованные минералы, т.е. замещение одного минерала другим.

Однако детальное изучение вещества показало, что оливин из верлита, слагающего переходную зону между дунитом и пироксенитом, никогда не тождествен по составу оливины из дунита. Описаны бесспорные случаи замещения одной породы другой, и тем не менее в любой точке переходной зоны составы "реликтового" и "новообразованного" минералов изменяются сопряженно, что может означать лишь одно: в любой такой точке мы видим равновесный агрегат одновременно образовавшихся минералов. Поэтому генетические выводы, основанные на толковании отношений минералов в шлифах, недоказательны. Формы развития минералов на контактах дунитов и пироксенитов, которым придавал раньше важную роль и автор, по-видимому, не имеют генетического значения. Не составляют исключения и своеобразные скелетные формы эмбрионального диопсида в дунитах — этот минерал, безусловно, находится в равновесии с оливином и хромитом. Еще менее правдоподобны доводы сторонников "оливинизации", трактованных неравномерно-зернистые структуры пироксенитов и верлитов как результат замещения пироксена оливином; в большинстве случаев такие структуры являются бластомилонитовыми.

Решающими, по мнению автора, являются две группы объективных фактов: геологические соотношения (жилы и блоки одной породы в другой, характер переходов) и минеральная и геохимическая зональность на контактах.

В стандартном разрезе контакта дунит—пироксенит минералы переменного состава образуют непрерывный ряд твердых растворов, что, по Д.С.Коржинскому [75, 76], характерно для диффузионного метасоматоза.

Метадунитовая кайма может быть истолкована лишь единственным образом: это диффузионный метасоматический ореол в экзоконтакте пироксенитов (даже если рассматривать сам этот контакт как магматический). Однако в абсолютном большинстве случаев понятие контакта для рассматриваемых пород является чисто условным. На самом деле мы имеем зоны перехода шириной до нескольких сотен метров, в которых даже внимательный наблюдатель не устанавливает видимых границ. На это указывалось так много раз, что сам факт наличия постепенных переходов стал уже как бы общим местом. Установленная зональность в совокупности с постепенным характером переходов, по мнению автора, дает возможность объяснить появление пироксенитов и их ореола в виде метадуновитов и верлитов метасоматическим замещением дунита, что влечет за собой, разумеется, вывод о выносе магния и привносе по меньшей мере Ca, Si, Al.

Резкие переходы находят естественное объяснение с точки зрения отличия инфильтрационного и диффузивного метасоматоза [75]. Жилу с резкими контактами можно объяснить как зону интенсивного движения агента

метасоматоза вдоль линейной зоны проницаемости. Однако, если бы в дунитах наблюдались пироксенитовые жилы только такого типа, это было бы лишь одним из возможных объяснений. В действительности же пироксенитовые жилы образуют непрерывный морфологический ряд от прерывистых цепочек диопсида, трассирующих невидимую зону проницаемости, и зон вкрапленности диопсида с размытыми очертаниями до жил с резкими контактами. Вокруг них часто наблюдается зональность — точная копия зональности в экзоконтактах пироксенитов вокруг больших дунитовых тел. Таким образом, обычные для дунитов пироксенитовые жилы, облик которых можно объяснить соотношением инфильтрации и диффузии в каждом отдельном случае, — второй из решающих доводов в пользу метасоматического генезиса всего класса кальциевых гипербазитов.

Наиболее ясна природа метадунитов — эти образования неизменно связаны с фронтом развития пироксенитов и особым поведением при этом железа. Источник железа в данном случае — сам дунитовый субстрат; часть выносимого из него при развитии пироксенитов железа накапливается перед фронтом замещения. Иногда это можно доказать однозначно (например, метадунитовые каймы вокруг вышеописанной пироксенитовой жилы с Денежкина Камня и превращение блоков дунита в ней в магнетитовый оливинит). Железо накапливается в метадунитовой зоне в виде железистого оливина, но по достижении общего для Платиноносного пояса предела железистости (20–25 ат.%) дальнейшее возрастание железа приводит к появлению магнетита: появляются вкрапленность, рудные жилки и скопления.

Таким образом, картина соотношений дунитов и пироксенитов удивительно закономерна, а не “замечательно противоречива”, как это представлялось ранее [151]. Существует, по-видимому, определенный ряд геохимической подвижности привносимых компонентов — Ca, Si в количествах, обеспечивающих образование диопсида, затем Al. Единственный аномальный случай, описанный выше (“гарцбургиты” в Иовском теле), можно объяснить нарушением этого стандартного ряда подвижности: Si был подвижнее Ca, что привело к образованию сначала энстатита, а затем уже диопсида.

В свете имеющихся данных представления о “дунитовых жилах” в пироксенитах и габбро следует считать устаревшими и не отвечающими действительности. Дуниты Платиноносного пояса никогда не образуют жил в других породах. Описанная зональность наблюдается в контактах всех дунитовых тел независимо от их формы и размеров, будь то крупные тела или пласты в полосатых сериях, мощность которых измеряется метрами. Все тела оливиновых пород генетически едины; они различаются количественными соотношениями дунитов и метадунитов: если в крупных телах метадуниты составляют ничтожную часть общей массы, то самые маломощные пласты могут быть полностью метадунитовыми. Первичная дунитовая природа таких тел находит подтверждение в том, что в центральных частях тел всего полутораметровой мощности наблюдались остаточные участки нормального дунита (см. рис. 15). Таким образом, дунит представляется первичным субстратом, исходным твердым веществом для всех других оливиновых пород и кальциевых гипербазитов эпидунитового комплекса.

Требуют объяснения еще две категории фактов: наблюдавшиеся брекчии с блоками пироксенитов и оливиновым цементом и морфология линзо- и пластообразных тел оливиновых пород. Ранее мы допускали [33, с. 122], что брекчии могут быть результатом “оливинизации”, а пластообразные дунитовые тела (“жилы”) — реликтами дунита, уцелевшими при метасо-

матическом развитии пироксенитов и габбро по системе параллельных поверхностей. Однако в последние годы установлен и осознан, по существу, новый класс явлений, для краткости названных "горячей тектоникой" [31]; это заставляет пересмотреть многие сложившиеся представления.

"Горячая тектоника"

В 50-х и 60-х годах при детальном картировании массивов Платиноносного пояса было показано, что их структурный рисунок, устанавливаемый по полосчатости и лучше всего выраженный в образованиях именно эпидунитового комплекса, резко отличается от такового в окружающих осадочно-вулканогенных толщах. Внутри массивов выделились конфокальные (концентрические) структуры, редко замкнутые, обычно имеющие вид серии пологих дуг, в большей или меньшей мере несогласных с внешними контурами массивов.

Полосчатость и конфокальные структуры объяснялись течением вязкой гетерогенной магмы с ликвацией или без нее [82, 16], воздействием одностороннего давления на кристаллизующуюся магму [50] или гравитационным осаждением кристаллов [128]. Последняя гипотеза, наиболее последовательно развиваемая Л. Уэйджером и его школой [153, 235], не пользовалась на Урале популярностью, возможно, по той причине, что структура платиноносных массивов мало походит на структуру тех платформенных комплексов, которые привели исследователей к мысли о накоплении магматического осадка — кумулята — на дне магматической камеры. Предположения об унаследовании полосатых сериями слоистости осадочно-вулканогенных толщ [151, 163, 4] не подтвердились — детальные исследования позволяют отрицать возможность образования габбро-гипербазитовых комплексов путем замещения слоистых пород. Нами [27, 33] полосатые текстуры рассматривались как результат послынного метасоматоза. Предполагалось, в частности, что эпидунитовый комплекс унаследовал структурный план первичных дунитовых тел, обладавших структурной анизотропией. Природа самой анизотропии, выражавшейся в наличии в дуните плитчатой отдельности, весьма предположительно связывалась с ходом охлаждения дунитовых тел до начала метасоматоза.

Полосатые серии, сложенные бластомилонитами. Выше говорилось о том, что микроструктура тылаитов несет следы дробления и рекристаллизации. Следовательно, эти породы можно рассматривать как бластомилониты, образовавшиеся на месте более или менее равномернозернистых габбро примерно того же состава. В толщах тылаитов Денежкина Камня, Кытлымского, Качканарского и других массивов бластомилонитовые структуры свойственны всем слоям независимо от состава — как габбровым, так и пироксенитовым и дунитовым. Ориентировка и величина порфирокластов, их послынное расположение и послынное же чередование разностей с различной величиной порфирокластов и зерен цементирующей их массы позволяет считать, что текстура бластомилонитов возникла тогда же, когда возникли и сами породы, т.е. является новообразованной. Случаев наложения полосчатости, возникшей в момент катаклаза, на первичную полосчатость не наблюдалось.

В разрезах бластомилонитовых серий постоянно присутствуют тела оливиновых пород различной мощности, сильно вытянутые по простиранию. Их залегание, вполне и всегда согласное со структурным рисунком всего поля, сложенного полосатыми сериями, и наличие в оливиновых породах бластомилонитовых структур позволяет считать их форму не

изначальной, а приобретенной в результате деформации всей дунит-пироксенит-тылаитовой массы. Сланцеватость дунитов и метадунитов, слагающих эти тела, находит рациональное объяснение — это кливаж течения, образовавшийся также одновременно с деформацией всей массы.

Приведенных данных достаточно, по мнению автора, чтобы сделать пока два вывода, важных для дальнейших рассуждений: специфические габбро эпидунитового комплекса, тылаиты, — суть динамометаморфические породы, образовавшиеся на месте габбро примерно того же состава в результате процесса, включавшего твердопластичное течение, дробление и рекристаллизацию; линзы и пласты пироксенитов, верлитов и оливиновых пород, входящие в состав полосатых тылаитовых серий, сложены также динамометаморфическими породами, а форма их является результатом высокотемпературного твердопластичного течения. Второй вывод позволяет, по-видимому, закончить затянувшуюся дискуссию о "дунитовых жилах". Однако оба эти вывода, значительно уточняя наши представления об эпидунитовом комплексе, в свою очередь, ставят вопрос: что существовало на месте полосатых бластомилонитовых серий, динамометаморфическая природа которых достаточно ясна?

Полосатые серии обычного типа. Полосатые серии, сложенные теми же породами, но с равномернозернистой структурой, столь же обычны. Здесь под микроскопом мы можем наблюдать лишь равновесные агрегаты одновременно образовавшихся минералов, обладающие физически равновесной (гранобластовой) структурой, практически лишенной следов внутренних напряжений, рекристаллизации и замещения одних минералов другими. Высокая равновесность парагенезисов полосатых пород этого типа и присущая им метаморфическая структура уже давно рассматривались нами как довод в пользу их немагматического происхождения [34]. Однако, наблюдая полосатые породы в естественных обнажениях, мы обычно не видим ничего, кроме строго прямолинейных и параллельных слоев разного состава, выдержанных по мощности или постепенно выклинивающихся. Объяснение подобных отношений послойным метасоматозом вызывает серьезные возражения.

В хорошо обнаженных объектах удается наблюдать детали, чрезвычайно важные для понимания полосчатости. Это дислокации — изгибы, складки, флексуры, явления будинажа, которые можно рассматривать только как результат пластичной или хрупкой деформации твердой породы (рис. 15). На это указывает одно обстоятельство: в дислоцированных участках порода ничем не отличается от той, которая слагает участки с ламинарной текстурой, — в обоих случаях это ненапряженный гранобластовый агрегат, равновесный в химическом и физическом смысле. Коль скоро оба типа участков сложены одной и той же породой, правомерно предположение об образовании ее в течение одной эпохи минералообразования. Поэтому регулярную полосатую текстуру в таких сериях можно рассматривать как результат ламинарного твердопластичного течения, а дислокации ее — как местные отклонения на общем фоне упорядоченной высокотемпературной деформации. Отсутствие же внутренних напряжений в микроструктуре можно объяснить отжигом, т.е. полной синтетонической рекристаллизацией, синхронной с твердопластичным течением.

Полосатые габбро-гипербазитовые серии, сложенные породами с ненапряженной микроструктурой, связаны непрерывными переходами с полосатыми сериями, сложенными бластомилонитами, и являются первичным субстратом последних (см. рис. 11). Неоднородность поздних (бластомилонитовых) серий является, по-видимому, унаследованной; при этом ранняя полосчатость, безусловно, испытала некоторую трансформацию

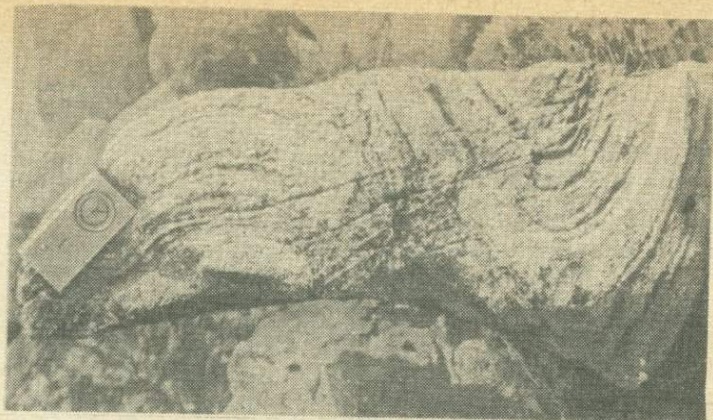


Рис. 15. Деформированные блоки верлит-пироксенит-тылаитового состава, сваренные по поверхности срыва; отчетливо видно увеличение мощности в замках складок. Денежкин Камень

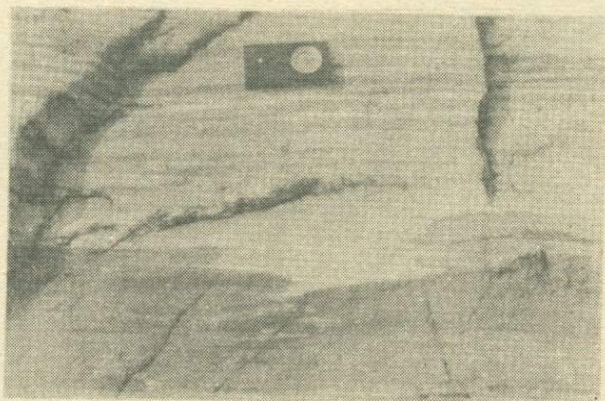


Рис. 16. Метаморфическая дифференциация в гранобластовом оливиновом габбро с ламинарной полосчатостью. Денежкин Камень

В верхней и нижней частях снимка слои непрерывны и параллельны; в средней части мощный меланократовый слой разорван, а в месте разрыва образовалось скопление мономинеральной анортитовой породы, конфигурация которой не подчиняется общей стратификации

и переориентировку. Динамометаморфизм не был вполне изохимическим.

Таким образом, оба типа полосчатых серий можно считать сложенными высокотемпературными тектонитами. Однако условия деформации их различны; это проявляется, в первую очередь, в явлениях метаморфической дифференциации, наблюдающихся в ранних сериях и отсутствующих в поздних. При разрывах отдельных слоев в области разрыва, являющиеся зонами пониженного давления, всегда мигрирует более светлое вещество — образуются анортитовые участки, состав плагиоклаза в которых не отличается от такового в окружающих габбро (рис. 16). Расстоя-

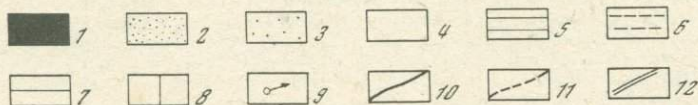
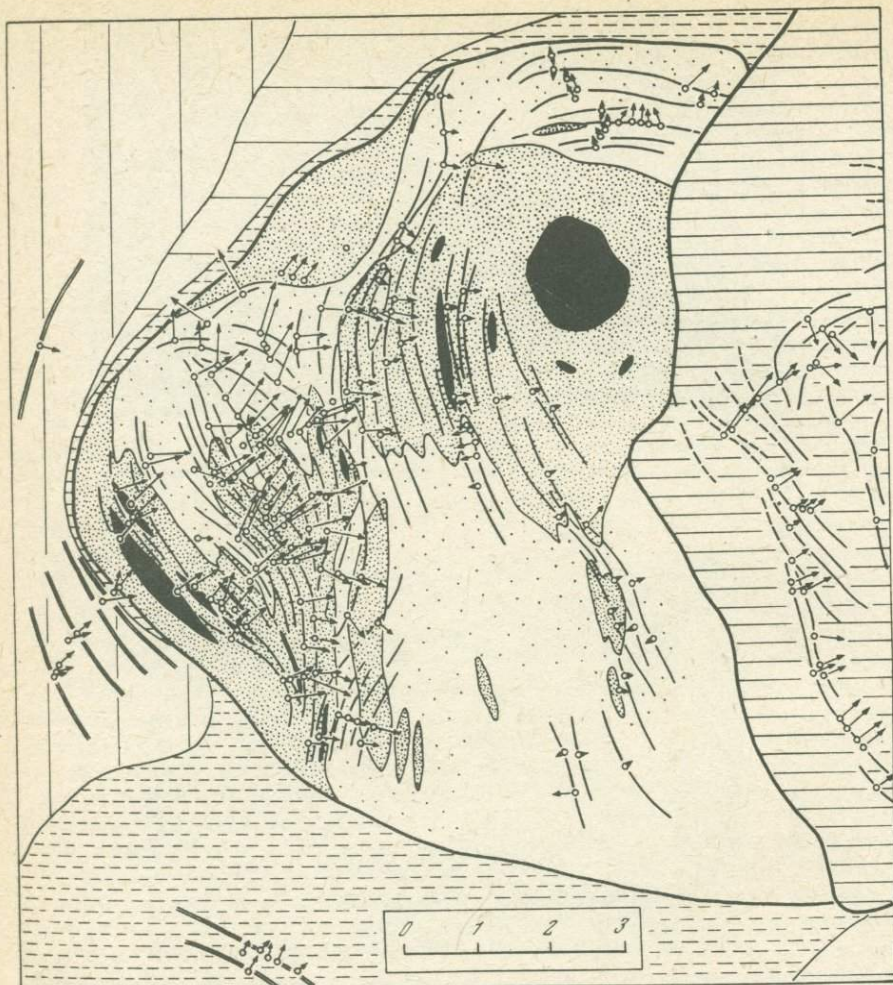


Рис. 17. Структурная карта северо-западной части Кытлымского массива (район Тылайского и Конжаковского Камня)

1 — дуниты; 2 — пироксениты; 3 — тылаиты; 4 — оливковые габбро с равномерной зернистой гранобластовой структурой; 5 — элигаббровый комплекс; 6 — роговики и диафориты по ним (кытлымиты); 7 — амфиболиты; 8 — зеленые сланцы и вулканиды ордовика (?); 9 — векторы падения полосчатости (длина стрелок обратно пропорциональна углу падения); 10 — линии простирания полосчатости; 11 — то же — трахитоидности; 12 — то же — метаморфической полосчатости и сланцеватости в роговиках, амфиболитах и зеленых сланцах

ния диффузии невелики, и часто можно наблюдать комплементарные продукты — скопления фемических и рудных минералов и т.п. Все это усугубляет и без того большую неоднородность полосатой серии.

Если вывод о динамометаморфической природе ранних и поздних полосатых серий справедлив, то, обратившись к данным картирования, следует также признать, что конфокальные мегаструктуры Платиновых массивов — суть структуры деформации. Их коренное отличие от геологических структур в окружающих толщах состоит в составе деформируемого субстрата и в высоких температурах деформации — это мегаструктуры "горячей тектоники" (рис. 17).

И все же мы, кажется, еще больше отдаляемся от ответа на вопрос, поставленный в конце предыдущего раздела. Если на месте явно метаморфических полосатых бластомилонитовых серий существовали тоже полосатые и тоже метаморфические, но более ранние серии примерно того же состава, то что же существовало на месте последних? Вопрос сводится, по существу, к первичной природе габбрового вещества в эпидунитовом комплексе.

Генезис габбро

В эпидунитовом комплексе габбро не образуют геологически самостоятельных тел, всегда находясь в тесной связи с дунитами и кальциевыми гипербазитами. Можно выделить два главных типа структурной связи между габбро, с одной стороны, и всеми гипербазитами — с другой: хаотический и стратиграфический.

Первый тип соотношений наблюдается в тех участках, породы которых не стратифицированы и в которых преобладают разрывные деформации, свойственные жестким блокам. Факты, примеры которых приведены выше, указывают на метасоматическое замещение одной породы другой, чаще всего в виде жил или жилообразных тел, причем многие детали не позволяют говорить о проникновении в твердую породу магматического расплава. В первом приближении выделяется две субстанции: первичная — твердый дунит и вторичная, объединяющая кальциевые гипербазиты и габбро. Во многих случаях габбро образуются по оливиновому субстрату одновременно с пироксенитами, что позволяет рассматривать их как зону в единой метасоматической колонке. Не менее часто наблюдается развитие габбро непосредственно по дуниту. Обратные соотношения, даже в виде редких исключений, пока не отмечены. Наблюдения такого рода — та база, на которой возникли наши прежние представления о ведущей роли Ca—Al метасоматоза в образовании эпидунитового комплекса.

Стратиграфический тип структурной связи габбро и гипербазитов наблюдается в полосатых сериях. На всех горизонтах стратифицированных разрезов вплоть до самых высоких встречаются дунитовые тела. Мы не знаем случаев образования настоящих дунитов по пироксенитам или габбро, тем более случаев, когда дунит мог бы образоваться как продукт метаморфической дифференциации габбро; отсюда следует, что дуниты в любой структурной позиции внутри комплекса генетически едины. Ранее автор рассматривал дунитовые тела в стратифицированных сериях как реликты крупных первичных дунитовых тел (протоинтрузий), полностью или почти полностью уничтоженных послойным метасоматозом. Такая трактовка сейчас встречает серьезные возражения; более того, установление динамометаморфической природы полосатых серий позволяет вообще отказаться от нее, поскольку пластообразные дунитовые тела следует рассматривать как тектонические линзы, форма которых вторична. Правда,

в их контактах наблюдается метасоматическая зональность того же типа, что и в контактах крупных дунитовых тел, а внутри них — прямолинейные метасоматические жилы и жилоподобные тела пироксенитов, однако все это можно объяснить биметасоматическими явлениями на границах тектонических линз дунита и окружающей габбро-пироксенитовой матрицы во время или после высокотемпературной деформации.

Наличие дунитовых тел в полосатых сериях предполагает, что прототество этих серий должно было каким-то образом захватить блоки дунита, которые при последующих деформациях были превращены в дунитовые пласты и линзы, согласные с общей стратификацией. Такие явления довольно часто наблюдаются в малых масштабах (например, деформация габбро-вых жил, содержащих блоки дунита, в зоне горячего шва Желтой Сопки), однако масштаб тектонического перемешивания в разрезах многокилометровой мощности представляется поистине грандиозным. Следует считать, что уже к моменту появления в структуре окружения полосатые серии представляли собой тектоническую смесь дунитового, пироксенитового и габбрового вещества. На месте по крайней мере части полосатых серий до этого, по-видимому, существовал хаотический комплекс дунитовых тел и метасоматически образовавшихся по ним пироксенитов, подобный тому, какой можно наблюдать в жестких участках платиноносных массивов. Возможно, какая-то часть габбро первоначально образовалась метасоматически по дунитам и пироксенитам, а затем деформирована совместно с теми и другими.

Однако, если предположить, что вся остальная масса габброидного вещества полосатых серий представляет собой деформированный метасоматический продукт, мы снова придем к тем же противоречиям, которые были свойственны трансформистским гипотезам 50-х и 60-х годов. Поэтому пока ограничимся утверждением, что габбровые породы эпидунитового комплекса не имеют признаков магматической природы и представляют собой частью метасоматические, а большей частью типично метаморфические образования, первичная природа субстрата которых неясна.

ВЫВОДЫ

В эпидунитовом комплексе Платиноносного пояса дунит является первичным субстратом, по которому метасоматическим путем, при привносе в основном Са и Al образуются пироксениты, верлиты и часть анортитовых габбро. Остальная, большая, часть габбро эпидунитового комплекса представлена изначально метаморфическими породами с гранобластовой структурой и динамометаморфической полосатой текстурой, происхождение первичного субстрата которых неясно. Габбро магматического типа в составе эпидунитового комплекса отсутствуют. Полосатые серии представляют собой высокотемпературную тектоническую смесь дунитов, образовавшихся по ним пироксенитов и габбро.

При метасоматозе дунитов первоначально образуются, по-видимому, комплексы хаотического строения, представляющие собой нечто вроде штокверка жил и жилоподобных тел пироксенитового и габбрового состава в дунитовой матрице. В процессе формирования и внедрения платиноносных массивов такие относительно простые структурные соотношения усложняются высокотемпературной деформацией и пластическим течением. Деформация крупных блоков эпидунитового комплекса приводит к образованию концентрических мегаструктур, каждая из которых представляет собой глубинный тектонический блок. Агломерация (сварка) блоков при

высоких температурах дает геологическое тела — массивы. На последнем этапе внедрения по всем породам эпидунитового комплекса образуются мощные толщи высокотемпературных бластомилонитов; при этом локально происходит химическое преобразование габбрового вещества в сторону обогащения щелочами и кремнеземом. На этом же этапе или несколько позднее часть пород комплекса подвергается синкинематическому водному метаморфизму амфиболитовой ступени.

Глава 4

ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ВОЙКАРСКОГО МАССИВА (Полярный Урал)

Крупнейший на Урале Войкарский (или Пай-Ер, Войкар-Сыньинский, Войкаро-Сыньинский) габбро-гипербазитовый массив, являющийся частью Полярноуральского офиолитового пояса, имеет протяженность около 200 км при ширине до 25—30 км. Центральная дунит-гарцбургитовая часть массива, конфигурация которой уже давно установлена достаточно точно, отделена от осадочно-вулканогенных толщ на западе и от полосы гранитоидов на востоке двумя почти непрерывными зонами пород сложного генезиса — “габбро-амфиболитов”. Восточная габбро-амфиболитовая зона имеет протяженность даже большую, чем сам массив, так как ее непосредственным продолжением к северу является габбро-амфиболитовая зона Рай-Иза; ширина ее от 1—2 до 10 км. Западная габбро-амфиболитовая зона имеет несколько меньшую протяженность и весьма изменчивую ширину. На южном окончании массива, в верховьях р. Хулги, обе зоны сливаются в обширное поле габбро-амфиболитов (рис. 18).

Восточная габбро-амфиболитовая зона в течение длительного времени рассматривалась (по аналогии с подобными же образованиями Рай-Иза) как результат метаморфизма габбро, одновременного или почти одновременного с кристаллизацией габбровой магмы [51, 115]. Сложное строение зоны дало основание В.Ф. Морковкиной [106] сделать вывод об образовании большей части габбро-амфиболитов при воздействии гранитоидной магмы на гипербазиты, габбро и осадочно-вулканогенные породы.

Западная габбро-амфиболитовая зона, сведения о которой в литературе до недавнего времени были чрезвычайно скудными, на геологических картах разных лет трактовалась по-разному — то как единое габбровое тело, то как область развития древних (протерозойских) метаморфических образований, не имеющих прямого отношения к гипербазитам. Первые указания на сложное строение зоны и на наличие здесь как габбро, так и разнообразных метаморфитов содержатся в работе А.Н. Алешкова [2]. Ю.Е. Молдавцев и А.С. Перфильев [105] рассматривали ее как результат метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ, имевшего место до внедрения гипербазитов и связанного с эволюцией Главного Уральского глубинного разлома. По мнению В.Ф. Морковкиной [106], западные габбро-амфиболиты образовались “по разновозрастным породам, среди которых устанавливаются гипербазиты, образовавшийся по ним пироксенито-габброидный комплекс, а также породы эффузивно-осадочной толщи, метаморфические сланцы и гнейсы”.

Таким образом, в Войкарском массиве уже давно были выделены три крупные структурные единицы — Западная зона, центральное гипербазито-

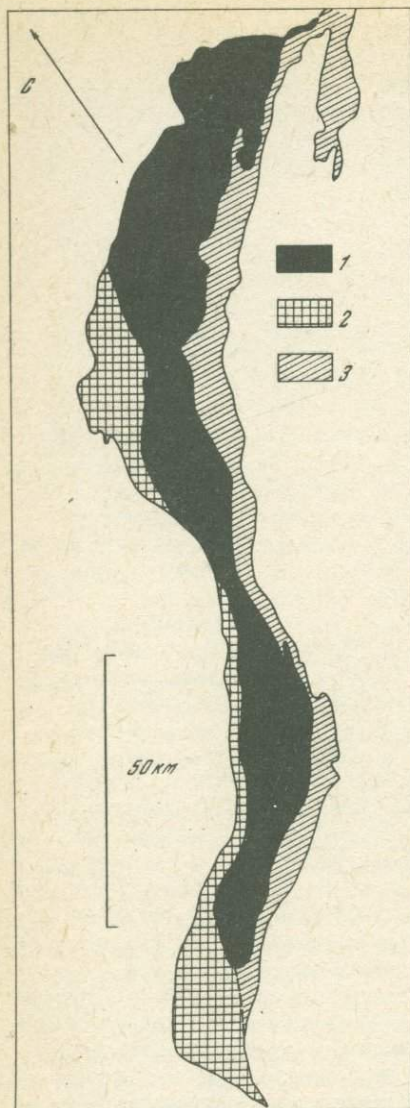


Рис. 18. Схема геологического строения Войкарского массива (контуры даны по сводной геологической карте Урала, 1956 г.)

1 — центральное дунит-гарцбургитовое поле; 2 — Западная габбро-амфиболитовая зона; 3 — Восточная габбро-амфиболитовая зона

вое ядро и Восточная зона. Всегда считалось, что Восточная зона входит как составная часть в габбро-гипербазитовый комплекс. Западная же зона, очевидно, в силу интенсивного развития метаморфизма высоких ступеней, связывалась с гипербазиитами и Восточной зоной менее определенно. В последние годы вся совокупность гипербазитов, габбро и метаморфитов, слагающая массив, рассматривается в соответствии с новейшими представлениями как единая офиолитовая ассоциация [48, 86, 119, 123, 126, 135 и др.]. Получено много новых данных по составу и истории метаморфизма пород, слагающих ассоциацию, однако многие детали и даже принципиальные вопросы генезиса продолжают оставаться спорными. Во многих случаях желание дать новую трактовку, максимально отвечающую новейшим геотектоническим представлениям, опережает накопление достоверных фактов и описаний. Так, Г.Н. Савельевой и А.А. Савельевым, детально изучившими состав и внутреннее строение дунит-гарцбургитового ядра и считавшими первоначально весь массив продуктом внутрикамерной дифференциации магмы [136], в одной из последних работ упомянутые структурные единицы выделены уже как Хулгинский и Пайерский пороквы [135].

Главный для автора вопрос, вытекающий из сопоставления всех имеющихся сведений, можно сформулировать следующим образом: являются ли габбро-амфиболитовые зоны, Западная и Восточная, образованиями, составляющими одно генетическое целое с гипербазиитами, т.е. составной частью некогда единого габбро-гипербазитового комплекса, претерпевшего сложный метаморфизм, или полигенными метаморфическими образованиями, возникшими на месте габбро-гипербазитового комплекса, осадочных пород и вулканитов, или, наконец, тектонически совмещенными офиолитовыми пластинами разного возраста и генезиса, как это предполагает, например, Н.Л. Добрецов [123]?

Геологические наблюдения

По р. Правая Пайера изучен разрез протяженностью около 2 км, начинающийся примерно в 3 км выше места впадения Пр. Пайеры в р. Танью.

От начала разреза и выше, до устья ручья Пайтывис, в коренных выходах на протяжении 1,2 км с небольшими перерывами обнажаются довольно однообразные средне- и крупнозернистые габбро, под микроскопом представляющие собой гранобластовый агрегат анортита и диопсида; рудный минерал редок. Местами наблюдаются интенсивные деформации, маломощные зоны рассланцевания, многочисленные жилки актинолит-альбит-эпидотового состава. В таких зонах габбро превращается в зеленокаменную породу актинолит-эпидотового состава; наименее деформированные разности сохраняют реликты структуры и первичных минералов габбро. Степень зеленокаменного изменения различна; в разрезе все же преобладают разности, которые можно называть габбро или зеленокаменным габбро.

В первых же выходах в габбро наблюдалось несколько диабазовых жил мощностью от 1–2 до 30 см. Как правило, контакты их с габбро резки, иногда же жилы вместе с вмещающей породой испытывают слабую деформацию; степень зеленокаменного изменения габбро и секущих его жил одинакова.

Выше устья ручья Пайтывис, отделенные от предыдущего участка разреза необнаженным 250-метровым промежутком, на протяжении по крайней мере 500 м прослеживаются выходы массивных, мелкозернистых, иногда плотных пород зеленокаменного облика, под микроскопом обнаруживающих структуру диабазы. Более внимательный осмотр позволяет заключить, что все эти выходы представляют собой сплошную массу жильных диабазов, слагающих дайки разных генераций. Дайки сложены порфировыми и афировыми разностями диабазов; часто можно различить зоны закалки тонкозернистого строения. В некоторых из даек содержатся блоки габбро от нескольких сантиметров до 2–3 м в поперечнике с резкими и угловатыми очертаниями. Некоторые блоки несут следы деформации, однако окружающий диабаз, как правило, не деформирован. Вся масса жильных пород и блоки габбро в них подверглись зеленокаменному переждению, обычно с сохранением первичных структур. Под микроскопом устанавливается полное отсутствие в диабазах реликтов первичных минералов; в габбро местами сохраняются диопсид и плагиоклаз.

Разрез, сложенный преимущественно зеленокаменными габбро с отдельными телами рассланцованных серпентинитов, диабазовыми дайками и дайковыми зонами описанного типа, продолжается вверх по Пр. Пайере более чем на 4 км, до самого контакта с полем гарцбургитов. Зона самого контакта закрыта; по-видимому, он здесь резкий, скорее, тектонический.

Неполные химические анализы обнаруживают резкую разницу в химизме между габбро, измененными в различной степени, и зеленокаменными диабазами из дайковой зоны (вес.%) :

№ обр.	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃
Г а б б р о					
8550	0,24	6,32	0,06	1,25	0,03
8553	0,28	5,40	0,07	1,13	0,03
8555	0,26	6,00	0,03	1,25	0,04
Д и а б а з ы					
8556	0,94	8,98	0,10	3,50	0,02
8557	0,94	12,00	0,09	4,04	0,02

Разрез по р. Лагортаю, в ее верховьях, на участке почти широтного простираения долины, начинается в месте выхода реки из дунит-гарцбургитового поля. Здесь по обоим берегам на протяжении около 200 м прослеживаются скальные выходы однообразных, большей частью массивных, слабо деформированных дунитов. Ниже русло реки резко расширяется; на протяжении 500 м коренных выходов нет, но в конце этого промежутка наблюдаются делювиальные развалы пироксенитов. Затем по левому берегу начинаются выходы деформированных зеленокаменных габбро, часто пронизанных полевошпатовыми жилками с эпидотом. Под микроскопом иногда можно наблюдать реликты диопсида, но в большинстве случаев порода сложена агрегатом актинолита, хлорита и цоизита, наследующим структуру габбро. Наблюдается грубая сланцеватость, а местами — зоны тонкой деформационной полосчатости и рассланцевания. Деформированные габбро прослеживаются на протяжении примерно 70 м, затем следует 80-метровый участок, сложенный массивными антигоритовыми серпентинитами, образовавшимся, по-видимому, по дунитам, тонко рассланцованными серпентинитами с зеркалами скольжения и массивными, но под микроскопом обнаруживающими катакластическую структуру верлитами и пироксенитами.

После небольшого необнаженного промежутка снова выходят деформированные зеленокаменные габбро с тонкой, местами новообразованной, а местами, возможно, реликтовой полосчатостью и с многочисленными зонами холодного дробления. Остатков первичных минералов не наблюдается; в составе пород преобладают бледно-зеленый актинолит и цоизит, присутствуют хлорит, пренит и карбонат. Встречаются изолированные тела мощностью до нескольких метров, сложенные рассланцованным серпентинитом, имеющие форму тектонических линз и будин, ограниченных зеркалами скольжения.

Участок с преобладанием апогаббровых пород имеет видимую ширину около 100 м; на протяжении следующих 200 м явно преобладают рассланцованные серпентиниты с прослоями и линзами зеленокаменных апогаббровых пород, местами превращенных в актинолит-цоизитовые сланцы; наблюдаются выходы массивных пироксенитов.

После 350-метрового закрытого промежутка, в 1600 м от начала разреза, в основании моренного откоса на правом берегу, появляются разрозненные, а затем сплошные коренные выходы, прослеживающиеся вниз по реке на 1500 м. Весь этот интервал сложен сильно деформированными породами актинолит-цоизитового состава, в которых постоянно можно наблюдать блоки, линзы и прослои с реликтами структур и текстур, свойственных габбро, а также остатки клинопироксена. Обычны маломощные линзы и будины серпентинитов и пироксенитов; наблюдаются зоны дробления, пронизанные светлыми жилками альбит-карбонатного состава.

После протяженного участка, сложенного апогаббровыми породами, следует небольшой перерыв, а затем в русле и в обоих бортах каньонобразной долины на протяжении 1000 м вскрыта зона темных мелкозернистых пород, в которых невооруженным глазом можно видеть реликтовые структуры диабазов. В пределах этой зоны отсутствуют какие-либо другие породы, кроме диабазов, слагающих крутопадающие, часто вертикальные дайки мощностью от долей метра до 20–30 м, секущие одна другую. Контакты даек резкие, с отчетливо выраженными явлениями закалки. Среди диабазов преобладают мелкозернистые разности с неясно выраженной порфириковой структурой. Более плотные разности слагают обычно маломощные дайки. В центральных частях некоторых даек диабаз приобретает хорошо выраженную порфириковую структуру. Наконец, относительно

редки разности с крупными (1–2 см) порфиоровыми выделениями плагиоклаза, иногда трахитоидные.

Под микроскопом диабазы обнаруживают реликтовую офитовую структуру; вкрапленники в порфиоровых разностях сложены, как правило, только плагиоклазом. Все первичные фемические минералы псевдоморфно замещены бледно-зеленым амфиболом, плагиоклаз-альбитом, иногда с примесью эпидота; изредка отмечаются остатки магнетита, окруженные лейкоксеном. Закаленные зоны даек отличаются мелко- и тонкозернистым строением и изменены подобным же образом. Все это свидетельствует о зеленокаменном метаморфизме дайковой зоны в почти статической обстановке, без нарушения первичных структур и текстур. Однако нередки и признаки деформации: в диабазе появляются зоны течения и рассланцевания, в которых порода приобретает облик и структуру зеленого сланца. Такие в различной степени деформированные разности составляют, вероятно, не более четверти всего объема дайковой зоны.

В некоторых дайках обнаружены блоки массивного антигоритового серпентинита неправильно-округлой формы от 0,5 до 10–20 м в поперечнике, имеющие в обнажениях вид будин с обдавленной, гладкой поверхностью и отделенные от вмещающего диабаза хорошо заметными каймами, отличающимися как от диабаза, так и от серпентинита окраской и текстурой. Каждая такая кайма состоит из двух параллельных зон: со стороны серпентинита это зона светлой, почти белой тальк-тремолитовой породы, имеющей облик сланца, со стороны диабаза с ней резко контактирует зона тонколистоватого темного-зеленого хлорит-тремолитового сланца (рис.19). Сланцеватость в обеих зонах имеет обычно S-образный рисунок: внутри каймы она косо ориентирована по отношению к контакту диабаза и серпентинита, а на границе каймы с той и другой породой становится параллельной контакту. Как правило, каймы, сложенные сваренными параллельными зонами тальк-тремолитового и хлорит-тремолитового сланца, ограничены снаружи симметричными поверхностями срыва, благодаря чему в выходах они выступают в виде гребней, разделяющих массивный серпентинит и массивный диабаз. Граница, разделяющая серпентинитовый и диабазовый субстраты, проходит, таким образом, посередине таких гребней.

Двойные сланцевые каймы наблюдаются вокруг всех без исключения серпентинитовых блоков в дайковой зоне. В одном из очень крупных блоков можно было видеть картину, являющуюся, так сказать, зеркальным отражением описанной: в массивном серпентините — диабазовая дайка, будинированная и окруженная с обеих сторон такой же двойной сланцевой каймой. Смещение части дайки обдавлены, а в разрывы между ними проникает хлорит-тремолитовый сланец [126, с. 88].

Происхождение двойной каймы, окружающей блоки серпентинита в жильном диабазе, достаточно ясно. Деформация дайковой зоны не была равномерной; существовали отдельные участки, в пределах которых напряжения разрешались в зонах небольшой мощности. В данном случае именно такими зонами были контакты жильных диабазов с блоками гипербазитов. Блоки испытывали движения вращательного типа, и по их периферии происходило образование концентрических сланцевых оторочек: тальк-тремолитовой — по серпентиниту и хлорит-тремолитовой — по диабазу. При этом имел место биметасоматический обмен веществом: тальк-тремолитовый сланец обогащен Fe, Mn и Ca, привнесенными из диабаза, а возникший на месте диабаза хлорит-тремолитовый сланец — в первую очередь Mg, заимствованным из серпентинита [126, с. 50]. Граница жильной породы и блока тем не менее осталась резкой, хотя и была деформирована.

В ближайшем окружении дайковой зоны гарцбургиты отсутствуют —

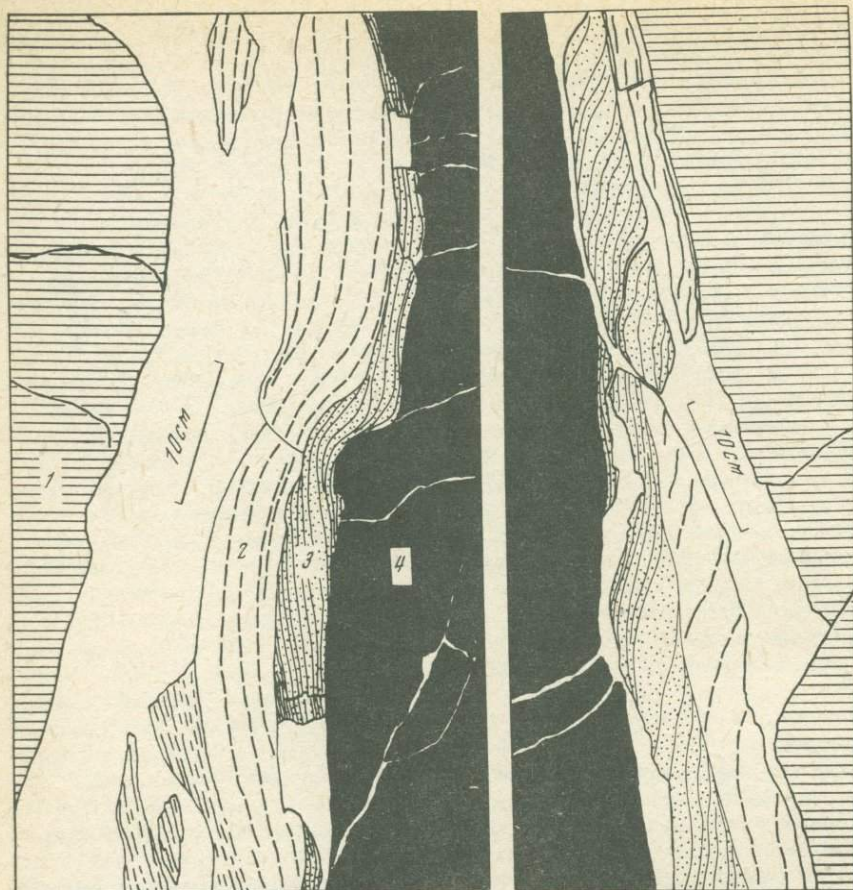


Рис. 19. Детали строения двойной реакционной каймы, разделяющей блок ("скрин") массивного антигоритового серпентинита (1) и вмещающий жильный диабаз (4). Со стороны серпентинита образуется зона тальк-тремолитового (2), а со стороны диабаза — зона хлорит-тремолитового (3) сланца

признак того, что блоки гипербазитового состава в диабазовых породах имеют местное происхождение.

Выходы пород дайковой зоны, деформированных в гораздо большей степени, прослеживаются вниз по течению реки еще на несколько сот метров. Диабазы сохраняют первичную структуру, но столь же часто превращены в зеленые сланцы, среди которых встречаются линзы и будиноподобные тела тальк-тремолитовых сланцев. Эти тела, без сомнения, представляют собой результат дальнейшей деформации гипербазитовых блоков, так как в центральных частях некоторых из них сохраняются ядра массивного антигоритового серпентинита.

Видимая ширина дайковой зоны составляет около 1,2–1,4 км. Ниже следует некоторый перерыв в обнажениях, а затем, начиная от устья небольшого правого притока, в 4,5 км от начала разреза, в крутом уступе правого борта долины начинаются выходы деформированных зеленокаменных габбро, подобных встреченным выше дайковой зоны. Общая длина этого

интервала — около 1 км; на всем его протяжении в породах можно видеть реликтовые участки массивных диопсид-анортитовых габбро; в нескольких пунктах наблюдались небольшие линзообразные тела пироксенитового состава.

Разрез по р. Лагортау, таким образом, вскрывает мощную толщу первично габбрового состава, полностью, хотя и неравномерно, деформированную и метаморфизованную в условиях зеленосланцевой фации. Габбровая толща содержала многочисленные, (особенно в переходной к дунит-гарцбургитовую полюю зоне), составлявшие с нею единое целое гипербазитовые тела, преимущественно пироксенитового и верлитового состава. Особым элементом разреза является зона диабазовых даек ("дайка в дайке"), располагающаяся целиком в габбро и, по-видимому, фиксирующая зону растяжения, в которой произошли многократные внедрения базальтовой магмы. Метаморфизм протекал синхронно с деформацией и имел место после образований дайковой зоны. Он был в основном изохимическим; по данным неполных химических анализов можно предполагать, что первичные габбро принадлежали к типу анортит-диопсидовых, возможно, частью оливиновых; жильные диабазы резко отличаются от них по химизму и соответствуют (см. также табл. 2) оливинсодержащим, бедным калием толеитам (вес.%) :

№ обр.	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃
8563	0,31	11,32	0,08	1,67	0,02
8667	0,20	7,14	0,04	0,71	0,02
8582	0,25	5,43	0,09	1,48	0,04
Диабазы из дайковой зоны					
8570	0,46	8,45	0,36	3,03	0,01
8572	1,02	8,77	0,11	3,50	0,02
8573	0,80	7,75	0,37	6,27	0,01
8581	0,84	9,86	0,15	3,50	0,03

В верховьях ручья Изшор, впадающего справа в Б. Лагорту, вскрыт переход от гипербазитового ядра массива к Восточной зоне. В начале разреза выходы дунитов, слагающих краевую часть гипербазитового поля, сменяются зоной примерно 100-метровой ширины, в которой дуниты, здесь преобладающие, переслаиваются с полосатыми троктолитами. Наблюдаются пласты и линзы дунита в троктолите и троктолита в дуните, постепенные переходы от дунита к троктолиту с появлением рассеянной вкрапленности анортита, а также прямолинейные, без резких контактов метасоматические троктолитовые жилки в дунитовой матрице, подобные описанным выше для Желтой Сопки (см. рис. 13). Простираение этой зоны совпадает с внешней границей гипербазитового ядра, однако полосатые текстурные ориентированы внутри нее самым различным образом. Наблюдаются многочисленные случаи горячей сварки разноориентированных полосатых дунит-троктолитовых, дунитовых и троктолитовых блоков и последних между собой. Размеры блоков — от нескольких метров до десятков метров; зона, по существу, представляет собой хаотический комплекс дунит-троктолитового состава. Эта ранняя хаотическая структура усложнена, кроме того, проявлениями позднейшей деформации, связанной по времени с метаморфизмом зеленосланцевой ступени. Слои разного состава часто дисгармонично сдавлены и будинированы; между химически контрастными слоями и телами повсеместно образуются реакционные зоны тремолит-хлорит-талкового состава.

Следующий 50-метровый участок разреза сложен почти полностью дунит-

тами; прослои, жилы и будины троктолитов редки. Выходы дунитов сменяются 50-метровой зоной троктолитов с сильными зеленокаменными изменениями, содержащих редкие дунитовые будины, а затем снова выходами дунитового тела 50-метровой ширины; дуниты, рассланцованные и будинированные, сменяются в конце этого интервала в различной степени измененными троктолитами, выходы которых, местами разобщенные моренными отложениями, прослеживаются вниз по течению еще на 250 м. Таким образом, первые 500 м разреза представляют собой, в первом приближении, полосатую дунит-троктолитовую серию, содержащую довольно мощные (до 50 м) дунитовые тела, имеющие форму изолированных пластов, линз и блоков.

В интервале 500—550 м от начала разреза начинают преобладать оливиновые габбро, содержащие в отличие от троктолитов заметные количества диопсида. Текстура они не отличаются от троктолитов предыдущего участка; полосчатость ориентирована в общем в северо-восточном направлении, но наблюдаются многочисленные случаи сварки крупных блоков с разнонаправленной полосчатостью. Часто блоки сцементированы пегматоидным материалом, имеющим состав оливинового габбро (анортит, оливин, диопсид); реже наблюдается сварка с образованием швов, выполненных анортит-роговообманковым габбро. Этот небольшой участок относительно мало затронут зеленокаменными изменениями.

После выходов оливиновых габбро в разобщенных коренных выходах прослеживается еще одно дунитовое тело мощностью около 100 м. На этом хорошо обнаженная часть зоны перехода заканчивается; в непосредственной близости к последнему дунитовому телу в нескольких небольших выходах наблюдаются сильно измененные, рассланцованные (первично, по-видимому, оливиновые) габбро. Ниже русло ручья закрыто моренными отложениями на протяжении 350 м; в конце этого интервала начинаются выходы деформированных зеленокаменных габбро, содержащих редкие тела клинопироксенитов, имеющие чаще всего облик будин.

Таким образом, в описываемом разрезе переходная зона между гипербазитовым ядром массива и Восточной габбро-амфиболитовой зоной, имеющая ширину около 1 км, сложена серией пород дунит-троктолитового состава, постепенно сменяющейся серией оливиновое габбро-пироксенит. Первоначально эта последовательность, по-видимому, имела почти стратиграфический характер; однако отдельные участки переходной зоны приобрели хаотическое строение в результате высокотемпературной деформации в период, следовавший за образованием ламинарной динамометаморфической полосчатости, о чем свидетельствуют наблюдаемые явления "горячей тектоники". К этому же этапу, по-видимому, относятся изредка наблюдаемые в полосатых троктолитах первых 200 м разреза секущие жилы оливинового габбро и оливинового микрогаббро, имеющие метасоматическую природу. Все породы, слагающие разрез, были затем в разной степени преобразованы и деформированы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма; деформация была в общем относительно слабой и не искажала картину более ранних структурных соотношений.

Первичные парагенезисы всех пород переходной зоны представляют сочетание трех силикатов — оливина, анортита и клинопироксена; последний начинает играть все более заметную роль по мере удаления от контакта с дунитовым полем. Почти во всех породах, начиная от дунитов и кончая оливиновыми габбро, содержится акцессорная примесь хромшпинели; в этом отношении разрез сходен с разрезом троктолитов по р. Шандаше в Кемпирсайском массиве [35]. Ортопироксен крайне редок, первичный магнетит полностью отсутствует.

Первичные минералы в разной степени, а иногда полностью замещены минералами зеленосланцевой ступени. При этом, как правило, наблюдаются реакции между химически контрастными минералами: оливин замещается тремолитом, т.е. с привнесом Са, а плагиоклаз, в особенности на контакте с оливином, — преимущественно хлоритом. В меланократовых троктолитах плагиоклаз, которого мало, замещен, по-видимому, только хлоритом, в то время как в лейкократовых разностях по нему образуются более обычные продукты, существенно состоящие из цоизита. В случаях полного преобразования образуются породы, состоящие из переменных количеств тремолита, хлорита, цоизита, иногда с примесью талька. Акцессорный хромит замещается магнетитом. Реакционные соотношения наблюдаются и на макроуровне: на границах дунитовых и габбровых, а также более и менее обогащенных оливином габбровых прослоев и тел образуются уже упоминавшиеся тремолит-хлорит-тальковые реакционные каймы шириной до 10 см.

Химизм пород переходной зоны охарактеризован анализами, приведенными в Приложении (табл. 3). Анализы № 1—6, 21—25 относятся к интервалу разреза 0—100 м, № 8—10, 19—20 — к интервалу 150—200 м, № 11—13 — к интервалу 300—400 м, № 14—16 — к интервалу 400—500 м, № 17—18 — к интервалу 650—1000 м. Для всего разреза характерна обогащенность хромом, содержание которого коррелируется с содержанием магния в породах. Зеленокаменное преобразование в ряде случаев не полностью изохимично: в некоторых измененных разностях содержание натрия явно превышает первичное (ан. № 7, 8, 10). Происходит также, по-видимому, частичный вынос кремнезема: степень насыщения фемической части измененных разностей иногда аномально низка (ан. № 8, 10, 11, 12); поскольку для этих пород первично троктолитовый состав более, чем вероятно, объяснить эти отклонения чем-то, кроме неизохимичности метаморфизма, трудно.

Переходная зона, во всем подобная описанной, вскрыта также в верховьях следующего к югу ручья Кэршор, впадающего в М. Лагорту. Ниже по течению этого ручья на протяжении около 3,5 км с небольшими перерывами обнажаются зеленокаменные, местами деформированные до состояния зеленого сланца, габбро, сохраняющие остатки первичных минералов и структур. Часто встречаются участки с очень низкой степенью зеленокаменного изменения, сложенные гранобластовыми, такситовыми и полосчатыми анортит-диопсидовыми габбро, содержащими редкие и маломощные тела состава верлита или плагиоклазосодержащего верлита. В средней части разреза, на меридиональном отрезке долины, наблюдались немногочисленные дайки афировых диабазов мощностью до 1—2 м, содержащих ксенолиты габбро. В верхней части этого отрезка долины, в обрыве правого берега, на протяжении примерно 80 м вскрыто тело породы типа кварцевого порфира (по-видимому, мощная дайка в габбро). Степень зеленокаменного изменения породы такая же, как у габбро и жильных диабазов.

Разрез по широтной, глубоко врезанной долине безымянного правого притока Малой Лагорты, впадающего в 2,5 км ниже устья Кэршора, вскрывает почти половину ширины Восточной габбро-амфиболитовой зоны, ту ее часть, которая ближе к дунит-гарцбургитовому полю.

В 600 м выше устья ручья начинаются непрерывные коренные выходы измененных диабазов, в большинстве случаев сохраняющих реликтовые структуры; первичные минералы полностью замещены актинолитом, эпидотом и альбитом. По-видимому, эта дайковая зона, подобная описанным выше; ее видимая ширина — около 800 м. Наблюдаются многочисленные

зоны брекчирования мощностью до нескольких метров, в которых обломки диабазы цементированы кварц-полевошпатовым, с небольшой примесью актинолита и эпидота материалом, иногда имеющим графическую структуру; в осевых частях зон обычны скопления кварца. Обломки диабазы часто испытывают перекристаллизацию, теряют первичную структуру и как бы расплываются в светлой жильной массе, превращаясь в кварц-содержащую зеленокаменную породу.

Выше на протяжении почти километра ни диабазы, ни лейкократовые жилы не встречены; здесь обнажается комплекс довольно хаотического строения, в котором преобладают серпентинизированные (с антигоритом и обильным вторичным магнетитом) верлиты, серпентиниты по метадунитам и пироксениты. В меньшем количестве присутствуют диопсид-анортитовые габбро гранобластовой структуры и габбро-пегматиты того же состава, образующие жилы в пироксенитах и верлитах. В нескольких местах встречены габбро с реликтами оливина. Весь комплекс сильно дислоцирован, однако это преимущественно холодная деформация — наблюдается обилие мелких разрывов и зон дробления с зеркалами скольжения. Зеленокаменные изменения в габбро в общем незначительны.

В 2400 м от устья в выступе левого борта вскрыто тело катаклазированного плагиогранита, первоначально, по-видимому, представлявшее собой дайку в габбро, при метаморфизме деформированное вместе с окружением и многочисленными блоками (ксенолитами) габбро, что привело к образованию мигматитоподобного чередования гранитоидных и базитовых участков и к появлению гнейсовидной текстуры в плагиогранитном катаклазите. Данные химических анализов показали, что имел место также некоторый обмен веществом, что выразилось в обогащении базитовых участков, по крайней мере, натрием, а гранитоидных — кальцием. В наиболее крупных блоках габбро метаморфизм был изохимическим.

Выше по ручью на протяжении 600 м в обоих бортах долины выходят габбро того же типа, что и до этого, но деформированные и измененные в большей степени. Часты зоны холодного дробления (тектонический шибель, зеркала скольжения). В одном из выходов наблюдалось еще одно, меньшей мощности тело катаклазированного гнейсовидного плагиогранита. Зеленокаменные апогаббровые породы сменяются 100-метровой зоной серпентинитов, перемятых настолько, что поверхность выходов кажется сплошь состоящей из черных зеркал скольжения. Очень редко в серпентинитах наблюдаются столь же сильно перемятые маломощные зоны габброидного материала.

Еще через 400 м, в 3 км от устья, выходы хаотического деформированного комплекса габбро, серпентинитов и верлитов внезапно сменяются желто-бурыми монокристаллическими выходами однообразных дунитов. Широкая долина ручья распадается здесь на несколько врезанных ложков, по одному из которых проходит восточная граница дунит-гарцбургитового поля, представляющая собой, по-видимому, зону холодного тектонического контакта.

Последний перед выходами дунитов 400-метровый участок разреза представляет особый интерес. Слагающие его габбро претерпели зеленокаменное преобразование; первичные минералы, как правило, замещены актинолитом, хлоритом, соссюритовой массой, цоизитом, серпентином. Здесь это почти псевдоморфное замещение и первичная структура пород сохраняется отчетливо; наблюдаются реликты первичных минералов — плагиоклаза, клино- и ортопироксена и даже оливина; хорошо сохранилась первичная полосатая текстура пород. Все это позволяет уверенно считать, что на данном отрезке разреза вскрыта зона перехода от дунит-гарцбургит-

тового поля к восточной габбро-амфиболитовой зоне. Первичный состав пород достаточно ясен: это были троктолиты и оливиновые габбро с анортитом, слагавшие полосатую серию; среди них в подчиненном количестве находились пласто- и линзообразные согласные тела небольшой (0,5—1 м) мощности, имевшие существенно оливиновый (дунитовый и метадунитовый) состав (Приложение, табл. 3, ан. 26, 27).

Все тектурные поверхности в переходной зоне имеют вертикальное падение при генеральном северо-северо-восточном простираении. В самом веществе пород почти нет следов синхронного с зеленокаменным метаморфизмом пластического течения или катаклаза, столь же редко наблюдаются и зоны сильного рассланцевания; деформации, синхронные с метаморфизмом, выразились в появлении грубой сланцеватости, в плавных изгибах и в утонении первичной полосчатости. Практически все поверхности, разделявшие в полосатой серии слои разного петрографического состава, стали поверхностями срыва, а следовавшие вдоль этих поверхностей слабые дифференциальные движения привели к разрыву некоторых слоев и образованию будин. Здесь можно видеть будины меланократового габбро в лейкократовом, и наоборот; гипербазитовые пласты, ограниченные срывами с обеих сторон и похожие на послонные дайки. Вдоль поверхностей скольжения между химически контрастными слоями возникают маломощные реакционные сланцевые зоны специфического тальк-хлорит-тремолитового состава.

Химические анализы зеленокаменноизмененных габбро подтверждают их принадлежность к анортитовым габбро типа троктолитов, обогащенных хромом (вес. %):

№ обр.	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Cu ₂ O ₃
8624	0,28	4,90	0,02	0,44	0,21
8625	0,08	10,72	0,06	0,34	0,19

На р. Нелкаеган, в 300 м ниже устья ручья Вульсоим, вскрыт небольшой, но весьма интересный фрагмент разреза Восточной зоны. К западу начинается уже сплошное дунит-гарцбургитовое поле; таким образом, этот фрагмент относится к переходной зоне, как и вышеописанные разрезы.

Здесь у самого русла, в основании левого коренного борта, протягивается непрерывный коренной выход длиной около 100 м, из которых первые 70 м, если следовать вверх по реке, сложены пироксенитами, массивными, лишенными параллельных текстур. Наблюдаются зоны деформации мощностью до 0,5—1 м, в которых пироксенит превращен в тонкополосчатую, с отчетливой очковой структурой грубосланцеватую породу. Под микроскопом устанавливается, что это типичный катаклазит: раздробленные, беспорядочно ориентированные обломки клинопироксена облекаются массой, состоящей из бесцветного амфибола типа тремолита с примесью пылевидного магнетита и скоплений талька, хлорита и карбоната. Довольно обычны также зоны разрыва, ограниченные зеркалами скольжения, вдоль которых локализируются жилы тонковолокнистого тремолита с карбонатом, в полостях отслоения достигающие мощности 10—15 см. Тремолит большей частью косо ориентирован по отношению к стенкам жил и, очевидно, образовался синхронно с разрывами и скольжением.

Наблюдались маломощные параллельные зоны (слои, пласты), образовавшиеся, по-видимому, при деформации богатых оливином участков первично верлитового состава, в пространстве вырисовывающие нечто вроде пологой складки. Под микроскопом порода таких слоев обнаруживает катакластическую структуру, подобную структуре пироксенитовых катаклазитов, но в данном случае матрица тальк-тремолитового состава

преобладает над обломками клинопироксена. В этих же слоях можно видеть реликтовые участки недеформированного верлита с реликтовым оливином. Окружающий пироксенит кажется массивным, но и в нем есть признаки катаклаза и развития синхронных с последним метаморфических минералов. В средней части выхода сланцеватые очковые катаклазиты по верлитам преобладают. Заметно, что пироксенит деформируется с большим трудом — обычные блоки и линзы массивного пироксенита в сланцеватом поверлитовом катаклазите, ограниченные гладкими поверхностями срыва.

Последние 30 м в конце выхода сложены почти полностью габбро. Деформация здесь еще более заметна: наблюдаются складки, срывы, изгибы, тектонические линзы одного слоя в другом и т.д. Контакт габбро с пироксенитом согласный, не сорванный, с переслаиванием, смятый в пологую складку, не нарушающую, впрочем, общего моноклиального падения всей толщи на юго-восток под углом в 40—60°. Непосредственный переход габбро в пироксенит можно видеть в пределах одного образца. Габбро в контакте превращено в актинолит-хлорит-цоизитовый зеленый сланец очковой структуры (порфирокласты сложены актинолитом по пироксену), пироксенит — в актинолит-хлоритовый бластокатаклазит.

Габброиды в выходах похожи на плитчатые сланцы. Сланцеватость всюду параллельна первичной полосчатости, которая наблюдается в наименее деформированных слоях, и появляющейся тонкой, иногда тончайшей деформационной полосчатости. Микроструктуры образуют непрерывный ряд от габбровой (гранобластовой) в уцелевших при деформации кластических линзах до катакластической, очковой, бластомилонитовой и нематогранобластовой в слоях, где габбро превращено в зеленый сланец. Среди сланцеватых пород встречены отдельные согласные линзы и будины верлитового состава, в большей или меньшей степени катаклазированные.

В катаклазитах по габбро обломки представлены первичным плагиоклазом со следами внутренних напряжений, но без следов разложения и клинопироксеном. В новообразованной метаморфической матрице преобладает актинолит в виде длинных призм, огибающих обломки; в меньшем количестве — хлорит и цоизит. Редкие обломки первичных минералов габбро можно найти под микроскопом даже в разностях типа зеленого сланца, макроскопически не имеющих уже никакого сходства с габбро.

Зеленокаменные апогаббровые породы наследуют химизм первичных анортитовых габбро (вес. %):

№ обр.	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃
8647	0,24	5,71	0,05	1,65	0,01
8648	0,28	7,54	0,02	0,57	0,03
8649	0,16	3,88	0,10	2,09	0,01
8650	0,22	4,55	0,05	1,82	0,01
8651	0,18	6,75	0,26	1,18	0,03
8653	0,18	10,32	0,06	0,54	0,02

В описанном случае, по-видимому, не возникает никаких сомнений в том, что мы имеем дело с метаморфизованным фрагментом разреза полосатой серии габбро-верлит-пироксенитового состава. Достоверно устанавливается, что первичная полосатая текстура пород в эпоху метаморфизма была деформирована с образованием еще более тонкой полосчатости и параллельной ей сланцеватости; одновременно образовывались катакластические структуры, несущих следы механического дробления и неполной перекристаллизации. Зеленосланцевый метаморфизм был, по-видимому, строго изохимическим.

В 3 км к югу от описанного выхода, в вершине небольшого ручья —

правого притока р. Нелкаеган, изучен небольшой разрез длиной около 1 км. Он начинается небольшим выходом зеленых сланцев, местами содержащих обломки первичных минералов габбро—плаггиоклаза и клинопироксена. После 30-метрового перерыва вверх по ручью непрерывно прослеживаются коренные выходы гипербазитов. В самом начале это сланцеватые перемятые серпентиниты, а затем на протяжении около 900 м — гарцбургиты с реликтовым оливином и псевдоморфозами тальк-тремолит-хлоритового состава по энстатиту. Местами породы тонко сланцованы; вдоль сланцеватости локализуются агрегаты того же тальк-тремолит-хлоритового состава.

В самой вершине врезанного ложка гарцбургиты сменяются полосатой серией, в которой перемежаются согласные слои метадунитового, верлитового и габбрового состава. Все породы обнаруживают под микроскопом катакластическую структуру, подобную описанной для выхода по р. Нелкаеган. Габбровые слои обычно превращены в тонкополосчатый актинолит-цоизитовый сланец; согласные с ними слои верлитовых катаклизитов, в которых отмечается развитие талька и тремолита, также приобретают тонкую, резкую полосчатость.

Апогаббровые зеленые сланцы наследуют химизм анортитовых габбро (вес. %) :

№ обр.	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃
8662	0,13	6,75	0,12	0,74	0,03
8666	0,13	5,95	0,09	1,08	0,21
8667	0,14	8,33	0,06	0,44	0,30

В этом небольшом и в общем не представляющем особого интереса разрезе есть одна необычная деталь: мощный, почти километровый пласт гарцбургита, входящий как составная часть в метаморфизованную полосатую серию верлит-габбрового состава.

Особенности метаморфизма габбро

В вершине левого безымянного притока р. Лагортаю изучен разрез реликтового блока двупироксеновых габбро, находящегося в окружении апогаббровых метаморфитов зеленосланцевой ступени. Детали, наблюдающиеся в этом небольшом разрезе, позволяют судить о механизме преобразования и химической эволюции первичного габбрового субстрата Восточной зоны.

Разрез начинается в самой вершине ручья (рис. 20) многочисленными коренными выходами полосатых среднезернистых двупироксеновых габбро, прослеживающимися сначала по левому, а затем по правому борту долины на протяжении около 450 м. На всем этом участке простирается полосчатость близко к меридиональному (иногда северо-северо-восточное) при вертикальном падении.

Свежие, не затронутые низкотемпературными изменениями габбро под микроскопом представляют собой равномернозернистый гранобластовый агрегат плаггиоклаза, орто- и клинопироксена и присутствующего в различных, но в общем в небольших количествах магнетита. Уже в наиболее свежих габбро можно наблюдать редкие прямолинейные, иногда образующие сетку жилки, строение которых аналогично описанному нами для габбро-норитов Кытлымского массива [33, с. 199]. В центре каждой из жилок проходит тонкая (0,1—1 мм, обычно 0,2—0,3 мм) нитевидная "просечка" светло-зеленого амфибола, окруженная с обеих сторон ажурной каймой того же состава. Внешняя граница кайм нечеткая, диффуз-

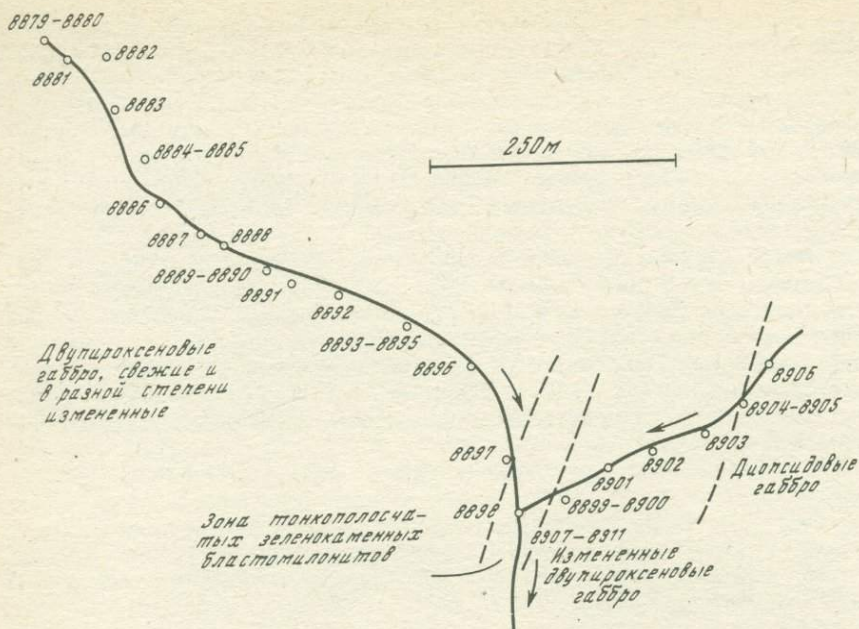


Рис. 20. Схема разреза блока диопсидовых габбро в вершине левого притока р. Лагортаю

ная. Осевая часть таких жилок сложена актинолитом с примесью хлорита. Вблизи центральных "просечек" и на их простираии расположены скопления того же актинолита, сохраняющие форму зерен замещаемых пироксенов; по мере удаления от центра жилки в скоплениях актинолита и хлорита появляются реликты пироксенов. На внешней границе амфиболовой каймы актинолит и хлорит присутствуют уже только в виде тонких каемок вокруг пироксеновых зерен, на границе их с плагиоклазом (рис. 21, 22). Образование хлорит-актинолитовых жилок описанного типа происходит в статической обстановке, почти псевдоморфно, вдоль тонких трещин, пронизывающих породу. Плагиоклаз в этом процессе остается свежим, однако почти всегда по периферии его зерен, на границе с хлорит-актинолитовыми скоплениями, возникает тонкая каемка мелких зерен цоизита.

В некоторых случаях наблюдается заметная деформация ламинарной полосчатости габбро; такие разности обнаруживают слабый катаклиз и развитие хлорит-актинолитовых скоплений по трещинам и разрывам в реликтовых зернах первичного плагиоклаза. В штуфах такие разности приобретают подобие трахитоидности, создаваемой, как это устанавливается под микроскопом, некоторой переориентировкой, дроблением и кажущимся уплощением катаклизированных плагиоклазовых выделений. В отдельных маломощных зонах деформации габбро превращается в зеленокаменную породу, близкую к зеленому сланцу и целиком сложенную актинолитом, хлоритом и цоизитом.

В целом первый 450-метровый участок разреза, таким образом, сложен полосатыми диопсидовыми габбро, очень редко содержащими оливин (т. 8882), в большей или меньшей степени затронутых процессом зелено-

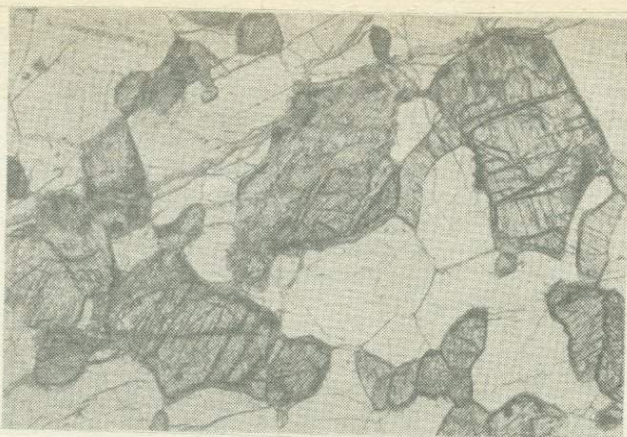


Рис. 21. Начальная фаза развития хлорит-актинолитовых скоплений на границе анортита и фермических минералов в гранобластовом двупироксеновом габбро



Рис. 22. Полное псевдоморфное замещение фермических минералов, части анортита и магнетита в двупироксеновом габбро существенно актинолитовым, с примесью хлорита и цоизита агрегатом. Сохраняется реликтовая гранобластовая структура габбро

каменного изменения, выражающегося главным образом в развитии хлорит-актинолитовых псевдоморфоз по фермическим минералам вдоль сети прямолинейных трещин и в массе породы.

В 475 м от начала разреза (тт. 8893—8895) наблюдается зона сильной деформации, в которой габбро превращено в тонкополосчатую, иногда сланцеватую породу, близкую по облику к зеленому сланцу. Ширина зоны — всего несколько метров; в середине ее среди таких пород находится согласное пластообразное тело мощностью не более 1 м, сложенное светлоокрашенным бластокатаклазитом гранитоидного (кварц-диоритового) состава. Под микроскопом это порода очковой структуры; крупные порфирокласты слегка замутненного кислого плагиоклаза окружены нематогранобластовым агрегатом зеленого волокнистого актинолита, мозаичным мелкозернистым агрегатом кварца, эпидота и мелких выделений магне-

тата. Гранитоидный пласт с обеих сторон окружен зонами мигматитоподобного строения, в которых тонкие слои бластокатаклизитов кислого состава, содержащих кварц, переслаиваются с такими же тонкими слоями бластокатаклизитов основного (существенно хлорит-актинолит-плагиоклазового) состава. По мере удаления от центрального гранитоидного пласта мигматитоподобные породы постепенно сменяются зеленокаменными породами с реликтами структуры и минералов габбро. Метаморфическая полосчатость в зоне переслаивания гранитоидных и базитовых бластокатаклизитов имеет северо-восточное простирание, несогласное с меридиональным простиранием полосчатости в габбро.

Далее на протяжении 250 м вдоль правого борта долины с перерывами прослеживаются выходы измененных двупироксеновых габбро. В 700 м от начала разреза, в месте слияния двух развилок ручья, в русловых выходах вскрыта зона шириной около 50 м, в пределах которой обнажены резко отличающиеся по внешнему облику от габбро и измененных габбро предыдущего интервала мелкозернистые тонкополосчатые породы. Наблюдающаяся на этом участке картина достаточно сложна и заслуживает внимательного рассмотрения, тем более, что, как оказалось, эти породы резко отличаются по химизму от двупироксеновых габбро (Прил., табл. 1, II).

Переход от предыдущего, в целом габбрового, интервала к зоне тонкополосчатых пород кажется постепенным, хотя этого нельзя утверждать наверняка, так как истинный характер перехода здесь несколько замаскирован позднейшими холодными деформациями. Во всяком случае, непосредственно у западной границы зоны встречены зеленокаменные породы с реликтовой структурой и остатками первичных минералов двупироксенового габбро. В пределах самой 50-метровой зоны также обнаружены реликтовые участки двупироксенового габбро, иногда почти совершенно свежего. В пределах этих же реликтовых участков впервые встречены разности состава измененного диопсидового габбро, часто грубозернистые и пегматоидные, слагающие, насколько это можно понять, жило- или линзообразные скопления в двупироксеновом габбро.

Примерно в центре 50-метровой зоны в тонкополосчатых породах был обнаружен прослой двупироксенового габбро, прослеживающийся по простиранию на несколько метров, согласный с тонкой полосчатостью в окружающих породах. Западная граница прослоя кажется размытой, с постепенным переходом от массивного габбро к тонкополосчатой породе, восточная граница резкая, с намечающимся срывом. Габбро, слагающее 34-сантиметровый прослой, массивно, однако в нем улавливается некоторая слабая ориентировка минералов и проявляется механическая анизотропия, выражающаяся в склонности породы легко раскалываться по простиранию пласта. В массивном габбро, и только в нем, наблюдается сеть ориентированных примерно под 45° к простиранию пласта тонких актинолитовых жилков, подобных вышеописанным. Вкрест простирания пласта была отобрана серия образцов, в совокупности составляющая сплошной разрез (рис. 23). Несколько образцов было отобрано также среди тонкополосчатых пород по той же линии на расстоянии до 2,5 м от восточного контакта габбрового пласта.

Двупироксеновое габбро (обр. 10301–10305) под микроскопом представляет собой гранобластовый агрегат ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза и сидеронитового магнетита. Количество последнего весьма переменено — в западной половине пласта его почти нет, в восточной он содержится в заметном количестве. Наблюдаются слабые признаки катаклаза — внутренние напряжения в зернах плагиоклаза, иногда слабые из-

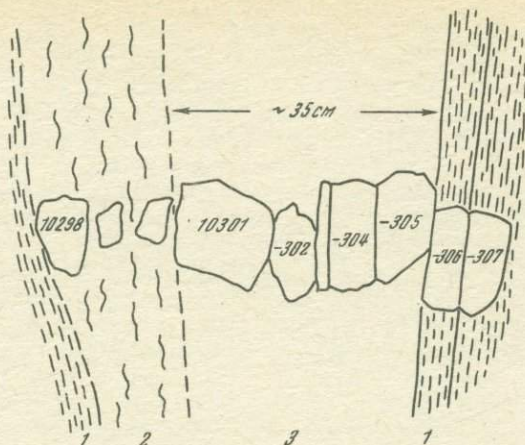


Рис. 23. Схема строения и опробования реликтового пласта двупироксенового габбро
 1 — тонкополосчатые зеленокаменные апогаббровые blastsмилониты; 2 — апогаббровый blastокатаклазит с грубой полосчатостью; 3 — двупироксеновое габбро гранобластовой структуры

гибы двойников. Характерна "облачность" плагиоклаза — насыщенность его мельчайшими рудными включениями, придающая ему темно-серый цвет; в пироксенах также наблюдается рудная пыль. Развитие вторичных минералов — актинолита и хлорита по фемическим минералам, в меньшей степени цоизита по плагиоклазу — наблюдается только в связи с сетью актинолитовых жилок.

Переход от габбро к тонкополосчатым породам, облекающим пласт с запада, происходит постепенно. В обр. 10300 порода сохраняет реликтовую гранобластовую структуру габбро, хотя признаки катаклаза уже отчетливы — наблюдаются раздробленные, со смещением фрагментов, зерна плагиоклаза. В массе актинолита с примесью хлорита, развивающейся по пироксенам, встречаются редкие реликты последних; сидеритовые выделения магнетита корродированы. В обр. 10299 и 10298 актинолит с примесью хлорита образует матрицу, в которой хаотически распределены порфирукласты "облачного" плагиоклаза, обычно со следами внутренних напряжений, окруженные венчиками цоизита. Реликты пироксенов встречаются крайне редко; выделения магнетита раздавлены и корродированы. Порода этого интервала, однако, еще не имеет тонкополосчатой текстуры — это blastокатаклазит с едва намечающейся параллельной ориентировкой скопленений минералов.

На восточной стороне пласта массивное двупироксеновое габбро резко сменяется тонкополосчатыми породами. Первый слой мощностью 4 см сложен blastsмилонитом, в котором обломки "облачного" плагиоклаза, обычно напряженные, окружены тонкими венчиками цоизита и сцементированы массой актинолита с примесью хлорита; очень редко в скоплениях актинолита встречаются реликты пироксенов. Этот слой уже имеет тонкополосчатую текстуру, но содержит реликты первичных минералов габбро. Второй слой мощностью 4 см сложен blastsмилонитом, близким к зеленому сланцу, в котором следы катакластической структуры лишь угадываются по "теньям" реликтов габбрового плагиоклаза, замещенного большей частью цоизитом, эпидотом и новообразованным кислым плагиоклазом.

К востоку от резкой границы габбрового пласта на протяжении 2,5 м отобрано еще несколько образцов тонкополосчатых blastокатаклазитов, подобных описанным. Среди них в точке 10309 отмечена еще одна согласная линза мощностью около 10 см с расплывчатыми внешними ограничениями, сложенная довольно слабо измененным двупироксеновым габбро, в котором отмечается развитие цоизитовых каемок вокруг плагиоклаза и хлорит-актинолитовых скоплений на месте пироксенов.

В тонкополосчатых blastокатаклазитах (бластомилонитах) наблюдаются согласные тонкие прослои и линзочки, сложенные средне- или крупнозернистым агрегатом актинолита и плагиоклаза; иногда такие скопления имеют форму тонких ветвящихся жилок, цементирующих угловатые блоки тонкополосчатой породы; в таких скоплениях актинолит образует компактные выделения, а не обычный спутанно-волоконистый агрегат.

Восточнее зоны тонкополосчатых бластомилонитов, вверх по левой развилке ручья, коренные выходы продолжают еще на протяжении 300 м; дальше долина закрыта моренными и делювиальными отложениями. В пределах всего этого участка выходят сильно измененные габбро, часто превращенные в зеленокаменные породы и рассланцованные; участки свежих габбро здесь не встречены. Микроскопические наблюдения позволяют считать, что первые 250 м этого участка (т.т. 8898—8903) сложены измененными двупироксеновыми габбро. В самом же конце разреза, между точками 8904 и 8906, в обоих бортах узкого и неглубокого каньона выходят исключительно диопсидовые, сильно измененные габбро, в которых встречены небольшие линзообразные тела верлитового и пироксенинового состава.

Химизм и парагенезисы горных пород. Химические анализы пород в том порядке, в каком образцы отобраны по разрезу, приведены в Приложении (табл. 1). Из рассмотрения средних составов, вычисленных для выделенных петрографических групп (табл. 1), следует, что свежие двупироксеновые габбро и продукты их зеленокаменного преобразования различаются незначительно. В первом приближении как псевдоморфное замещение первичных минералов габбро, происходящее без деформации, так и более глубокие преобразования, приводящие к появлению пород, близких к зеленым сланцам, совершаются без изменения главных черт химизма двупироксеновых габбро. Особую химическую зону разреза представляют тонкополосчатые апогаббровые бластомилониты; для них характерно в 2—5 раз более высокое содержание титана, заметно повышенное содержание железа и почти вдвое более низкое содержание магния, в 3 раза более высокое содержание натрия. Довольно обособленную химическую группу образуют также измененные диопсидовые габбро, отличающиеся от двупироксеновых большим содержанием магния и кальция.

Бластомилониты гранитоидного состава, слагающие единственное маломощное тело в апогаббровых метаморфитах, чужды по химизму окружению — это пересыщение SiO_2 породы, бедные фемическими компонентами и обогащенные натрием. В ближайшем окружении этих пород имеется маломощная зона с химизмом, промежуточным между гранитоидным и базитовым.

Первичный парагенезис двупироксеновых габбро включает четыре минерала — анортит от An_{90} и An_{97} , ортопироксен и клинопироксен с преобладающей железистостью соответственно около 28 и 25 ат. % и магнетит с содержанием TiO_2 от 0,6 до 4,4 вес. % и V_2O_5 — от 0,14 до 1,15 вес. % (Прил., табл. VIII). Очень редко в двупироксеновых габбро присутствует оливин и столь же редко — зеленая или буроватая роговая обманка.

Таблица 1

Средние химические составы двупироксеновых анортитовых габбро и продуктов их метаморфизма

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	9	14	4	2	4	6	8
SiO ₂	46,27	45,58	46,70	47,81	47,77	47,02	47,87
TiO ₂	0,30	0,38	0,17	1,47	0,20	0,52	1,21
Al ₂ O ₃	18,88	18,95	16,94	18,13	12,72	17,08	16,13
FeO'	9,50	9,39	9,61	12,12	7,12	12,24	12,23
MnO	0,16	0,15	0,19	0,14	—	0,20	0,13
MgO	9,10	8,39	9,28	5,05	12,76	8,06	6,87
CaO	13,65	13,27	13,35	11,07	14,64	12,40	10,72
K ₂ O	0,009	0,003	0,002	0,015	0,004	0,10	0,10
Na ₂ O	0,69	0,92	0,82	2,42	0,71	1,14	2,46
П.п.п.	1,12	2,50	2,68	1,20	3,15		
Петрохимические характеристики							
<i>f</i>	37,2	38,2	37,9	57,9	24,9	46,8	50,8
<i>P_n</i>	88,8	85,2	84,0	61,4	80,7	80,4	61,4
<i>S_{min}</i>	0,83	0,81	0,86	0,80	—	0,83	0,77
<i>S_{max}</i>	1,21	1,17	1,26	1,54	—	1,38	1,34
<i>Sal</i>	54,2	55,4	49,6	59,1	37,6	—	—
<i>Pl, % An</i>	87	79	70	42	75	—	—

Примечание. 1 — свежие двупироксеновые габбро; 2 — измененные, но почти не деформированные двупироксеновые габбро; 3 — измененные и деформированные двупироксеновые габбро (породы, близкие к зеленым сланцам); 4 — тонкополосчатые зеленосланцевые blastsмилониты; 5 — изменение диопсидовые габбро; 6 — двупироксеновые свежие габбро, слагающие реликтовый маломощный пласт среди тонкополосчатых зеленосланцевых blastsмилонитов; 7 — тонкополосчатые blastsмилониты в непосредственном окружении реликтового габбрового пласта.

При зеленокаменном перерождении двупироксенового габбро возникает новый парагенезис, состоящий из амфибола актинолитового ряда (Прил., табл. 9), хлорита и цоизита. Хлорит-актинолитовые скопления, в начале процесса наследующие форму зерен фемических минералов габбро, можно рассматривать как результат реакции пироксенов с некоторым количеством плагиоклаза; цоизит образуется по анортиту на фронте этой реакции. В очень редких случаях процесс развития нового парагенезиса захватывает всю массу породы; можно проследить все промежуточные его фазы от появления тончайших каемок по границам зерен до полного замещения всех фемических минералов, но плагиоклаз полностью, как правило, не исчезает, сохраняясь в массе новообразованных минералов в виде свежих реликтовых зерен или их обломков, он испытывает некоторые изменения в этом процессе. Как правило, его выделения, кроме чисто механического дробления, испытывают не поддающиеся количественной оценке изменения — в деформированных породах плагиоклаз становится "облачным", насыщаясь мельчайшей рудной пылью, с ним появляются внутрен-

Однако как микроскопические наблюдения, так и данные химических и оптических определений плагиоклаза позволяют считать, что, сохраняя форму реликтовых зерен или их обломков, он испытывает некоторые изменения в этом процессе. Как правило, его выделения, кроме чисто механического дробления, испытывают не поддающиеся количественной оценке изменения — в деформированных породах плагиоклаз становится "облачным", насыщаясь мельчайшей рудной пылью, с ним появляются внутрен-

ние напряжения и иногда плохо заметная неправильная зональность. Средний состав нормативного плагиоклаза медленно понижается от свежих двупироксеновых габбро к зеленокаменным апогаббровым метаморфитам; по данным оптических определений в процессе зеленокаменного перерождения габбро состав плагиоклаза, физиографически остающегося реликтовым, изменяется от An_{90} до An_{70} . Становится возможным утверждать, что метаморфизм двупироксеновых габбро в западной части разреза был изохимическим только в первом приближении, в отношении главных компонентов, некоторое же количество натрия было явно при этом привнесено. Этот первый намек на неполную изохимичность преобразования двупироксеновых габбро превращается в твердую уверенность при рассмотрении изменений химизма этих же пород в узкой 50-метровой зоне тонкополосчатых бластомилонитов. Выше было показано, что самые детальные наблюдения не оставляют сомнений в апогаббровой природе этих образований. В то же время данные химических анализов (Прил., табл. I, II) позволяют заключить, что в случае крайне сильного преобразования двупироксеновых анортитовых габбро в условиях зеленосланцевой фации при весьма сильной деформации в локальной зоне синхронно со всеми метаморфическими преобразованиями имел место специфический метасоматоз субстрата, вызвавшийся в привносе Na, Ti и Fe и выносе Mg и Ca; существенных перемещений Si и Al при этом, по-видимому, не происходило, однако изменение баланса оснований и кремнезема привело к изменению петрохимического типа породы, она стала более насыщенной SiO₂, т.е. в результате имела место деабилизация. Все эти химические изменения находят выражение в минералогии: реликтовый габбровый плагиоклаз все более обогащается альбитом (от 92–97% An до 40% An), актинолит становится более железистым (об этом можно судить по все более интенсивной его окраске), появляется кварц, а в продуктах наиболее крайнего изменения — новообразованный плагиоклаз, близкий к альбиту, и эпидот. Самое интересное состоит в том, что все химические преобразования двупироксенового габбро в результате приводят к образованию породы, по химическому составу близкой к базальту, насыщенному или слегка пересыщенному SiO₂.

В изученном разрезе вскрыт довольно крупный блок полосчатых двупироксеновых габбро с анортитом, первичный парагенезис которых включает плагиоклаз состава An_{90} – An_{97} , безводные феррические минералы с железистостью 25–30% и магнетит. Если мысленно снять поздние метаморфические изменения, границы блока могут быть установлены достаточно точно — он занимает большую часть разреза, исключая восточную четверть, первоначально сложенную диопсидовыми габбро с линзами пироксенитов и верлитов. Соотношения двупироксеновых и диопсидовых габбро остаются в данном случае недостаточно ясными, поскольку первичная переходная зона затронута сильными вторичными изменениями. Можно предполагать постепенный переход, но более вероятным представляется тектоническое совмещение разнородных блоков.

Природа как тех, так и других исходных габбро для данного случая не является предметом обсуждения, однако можно констатировать, что как двупироксеновые анортитовые габбро, так и диопсидовые битовнитовые габбро с телами гипербазитов объективно содержат все признаки метаморфического генезиса — их валовой химический состав характерен для группы метасоматических и метаморфических габбро, гранобластовая структура их типично метаморфическая, полосчатая текстура свидетельствует об ее образовании в ходе высокотемпературной пластической деформации. Как бы то ни было, можно утверждать, что все эти породы

сформировались в их первоначальном виде заведомо до начала того процесса метаморфизма низкой ступени, который здесь наблюдается.

Весь габбровый разрез был метаморфизован в результате лишь одного метаморфического события зеленосланцевой ступени. Признаки еще более раннего события — метаморфизма амфиболитовой ступени — обнаруживаются лишь при очень внимательном наблюдении. Это крайне редко встречающиеся тонкие роговообманково-плагиоклазовые прямолинейные жилки, секущие свежее двупироксеновое габбро и пересекаемые хлорит-актинолитовыми жилками.

Метаморфизм зеленосланцевой ступени проявился как в статической, так и в динамической обстановке. В первом случае он выразился в образовании вдоль тонких трещин в свежем габбро хлорит-актинолитовых жилок и цоизитовых каемок вокруг выделений плагиоклаза; в этих условиях имела место, по существу, лишь ограниченная гидратация первичного парагенезиса и образование в изохимических условиях на месте первичного безводного парагенезиса водного парагенезиса актинолит + хлорит + цоизит. В образующихся породах остаются многочисленные реликты первичных минералов габбро, сохранившие свой состав. В случае динамических преобразований от слабого катаклаза до образования бластомилонитов, близких к зеленым сланцам, образовался тот же низкотемпературный парагенезис, но замещение фемических минералов было полным, в реакции принимала участие большая часть массы плагиоклаза, а реликты и фрагменты зерен габбрового плагиоклаза вследствие слабого привноса натрия постепенно изменяли свой состав, обогащаясь альбитом, но в то же время физиографически оставались реликтовыми выделениями.

Наконец, в локальных зонах, в данном случае в единственной 50-метровой зоне в разрезе, происходило особенно сильное динамическое преобразование габбрового субстрата, сопровождавшееся значительными изменениями баланса вещества. При этом в зависимости от результирующего химизма субстрата в конкретных точках образовался тот же парагенезис (актинолит + хлорит + цоизит с реликтовыми минералами габбро), а в предельных случаях возникал парагенезис актинолит + хлорит + эпидот + кислый плагиоклаз.

Таким образом, хотя главная масса зеленокаменных апогаббровых пород наследует главные черты химизма габбро, часть их в зонах наиболее сильного динамического преобразования может испытывать значительную химическую эволюцию; это значит, что восстанавливать первичную природу габбрового субстрата, опираясь только на данные по петрохимии зеленокаменных апогаббровых метаморфитов, следует с осторожностью и без достоверных геологических наблюдений такие суждения не могут быть обоснованными.

ЗАПАДНАЯ ГАББРО-АМФИБОЛИТОВАЯ ЗОНА

Западная зона достаточно хорошо картируется как единое целое, но расшифровка ее внутреннего строения, отличающегося крайней сложностью, хаотичностью и пестротой, представляет собой трудную задачу и до сих пор не может считаться удовлетворительной. В первом приближении в этой зоне можно выделить три главные группы горных пород — габбро, амфиболиты и гипербазиты; не представляют редкости также породы зеленосланцевой фации метаморфизма. Среди габбро почти исключительно встречаются двупироксеновые разности гранобластовой, а чаще бластомилонитовой структуры, обычно полосатые, состоящие из битовни-

та или лабрадора, клинопироксена, гиперстена, акцессорного магнетита и иногда примеси зеленой шпинели. Амфиболиты — породы весьма разнообразного облика, состоящие из олигоклаза или андезина, амфибола, клиноцоизита, большего или меньшего количества граната, иногда кварца и примеси рутила. Среди гипербазитов наиболее обычны пироксениты и верлиты, но встречаются также дуниты, гарцбургиты и лерцолиты. Общий "фон" Западной зоны безусловно амфиболитовый; на этом фоне хорошо выделяются линзо- или пластообразные гипербазитовые тела самой различной величины; габбро и амфиболиты обычно столь тесно связаны между собой, что часто не могут быть разделены графически даже на детальньих картах. Сложность картины усугубляется широко развитыми явлениями плагиогранитизации, диафорических изменениями и низкотемпературными деформациями.

Приводимые ниже данные получены при ознакомлении с главными разрезами Западной зоны почти на всем ее протяжении — от широты р. Лагорты на севере до верховьев р. Хулги на юге.

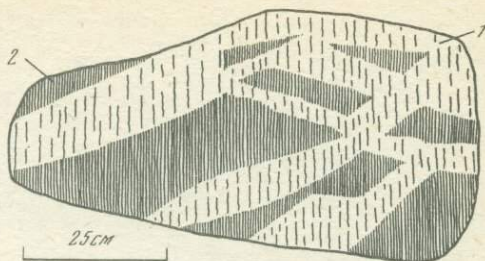
Геологические наблюдения

Начальные признаки развития по габбро парагенезиса, свойственного амфиболитам, наблюдались неоднократно и в общем однотипны. Процесс преобразования габбро начинается, как правило, с появления прямолинейных гранатосодержащих жил, секущих полосчатость. Это могут быть тончайшие, едва заметные жилки или сеть жил самой различной мощности, в ячейках которой остаются более или менее резко очерченные блоки габбро (рис. 24). Обычны также цепочки округлых порфиробластов граната, часто составляющие продолжение жилок. Поперечник порфиробластов может достигать нескольких сантиметров; обычно это более или менее идиоморфные ситовидные кристаллы, содержащие массу включений плагиоклаза, кварца и рутила. С увеличением мощности гранатосодержащих жил и количества порфиробластов граната возникает явная картина развития в габбровой матрице новообразованного амфиболитового парагенезиса в виде линейных зон и неправильных пятен. Геологические соотношения в таких случаях настолько определены, что возможен однозначный вывод: габбро является первичным субстратом, метаморфизм которого начинается в статической обстановке при проникновении метаморфизирующего агента в твердую породу со сформировавшейся структурой и текстурой по системе линейных зон проницаемости. Новообразованная порода массивна, микроструктура ее гранобластовая — от средне- до грубозернистой, метаморфическая полосчатость отсутствует. Иногда новообразованная порода, по-видимому, псевдоморфно наследует полосатую текстуру исходного габбро и цепочки порфиробластов граната локализируются беспорядочно, пересекая границы темных и светлых слоев, что подчеркивает отсутствие деформации габбрового субстрата в начальный момент метаморфизма.

При полевых наблюдениях нельзя не заметить, что гранат в отличие от других новообразованных минералов, слагающих более или менее равномернoзернистый агрегат, имеет тенденцию кристаллизоваться в отдельных центрах. Крупные пойкилобласты граната нередко испытывают дальнейшую перекристаллизацию, приобретая отчетливые и даже резкие идиоморфные очертания, очищаясь от вростков других минералов с возникновением при этом концентрической белой оторочки, состоящей из кислого плагиоклаза и кварца.

Эта относительно простая картина временами значительно усложняется.

Рис. 24. Сеть существенно гранатовых жил (1) в тонкополосчатом двупироксеновом габбро blastsмилонитовой структуры (2)



Наблюдались случаи, когда прямолинейные жилы и порфиروبласты граната обнаруживают признаки пластического течения вместе с заключающей их габбровой матрицей, превращающейся при этом в амфиболит (рис. 25). Иногда гранатосодержащие жилки развиваются вдоль разрывов, возникающих при флексуобразных дислокациях в полосчатом габбро. Вблизи разрывов габбро преобразуется в гранатовый амфиболит, наследующий полосатую текстуру исходной породы, а скопления граната проникают в глубь габбровой матрицы, следуя всем изгибам полосчатости, составляя в то же время одно неразрывное целое с жилками, от которых они отходят. В данном случае можно считать, что хрупкие и пластические деформации были почти одновременны и синхронны с образованием как секущих жил, так и полосчатого амфиболита.

При повсеместном распространении явлений описанного типа, когда преобразование габбро в гранатовый амфиболит происходит в обстановке, более или менее близкой к статической, для Западной зоны все же гораздо более характерен динамический метаморфизм, в ходе которого собственные габбро текстура, структура и парагенезис бесследно исчезают. Образуется мощная толща полосатых амфиболитов, состоящих из переменных количеств олигоклаза или андезина, роговой обманки, цоизита, граната, кварца и рутила, в которой постоянно присутствуют реликтовые габбровые тела, подтверждающие ее апогаббровую природу.

Метаморфические изменения в мелких телах гипербазитов заметны достаточно хорошо: пироксениты и верлиты часто превращаются в амфиболовые или амфибол-гранатовые породы, не содержащие или почти не содержащие плагиоклаза (рис. 26). Однако столь же часто (и это почти правило для крупных тел, мощность которых измеряется десятками или сотнями метров) гипербазиты сохраняют свой состав, приобретая лишь более резко выраженную параллельную текстуру и часто деформационную (бластомилонитовую) структуру. Такие гипербазиты слагают совершенно согласные с общим структурным планом габбро-амфиболитовой зоны пластовые тела, многократно переслаивающиеся с гранатовыми амфиболитами. Наблюдались случаи, когда в порфировидном (бластомилонитовом) верлите содержатся тонкие слои гранатового амфиболита, синхронность которых с вмещающей оливин-клинопироксеновой породой очевидна. Зоны послойного чередования верлитов, пироксенитов и гранатовых амфиболитов, среди которых сохраняются габбровые участки, обычные, например, в верховьях рек Лагортаегарт и Б. Лагорта, внешне очень напоминают полосатые габбро-гипербазитовые серии.

Местами отчетливо проявляется тенденция плагиогранитизации всей габбро-амфиболитовой толщи, особенно по мере приближения к западному ее краю. Это выражается как в появлении обширных полей, в которых присутствуют плагиогранитные тела интрузивного типа, не обнаруживающие постепенных переходов к вмещающим амфиболитам, так и в появлении в амфиболитах синхронных лейкократовых слоев кислого состава, часто содержащих гранат.

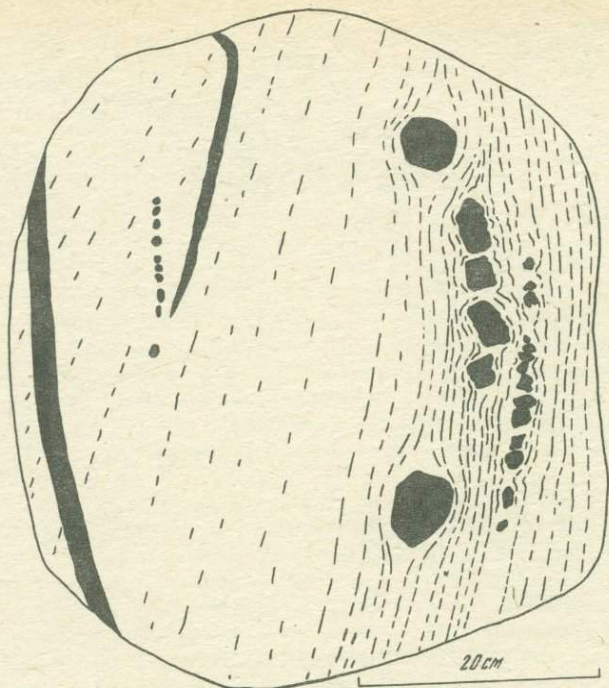


Рис. 25. Секущие гранатые жилы и цепочки пойкилобластов граната в полосатом двупироксеновом габбро, частично превращенном в амфиболит. В правой части глыбы габбро полностью превращено в тонкополосчатый коизитовый амфиболит. Гранатые жилы будинированы; гранат обнаруживает признаки синкинематического роста

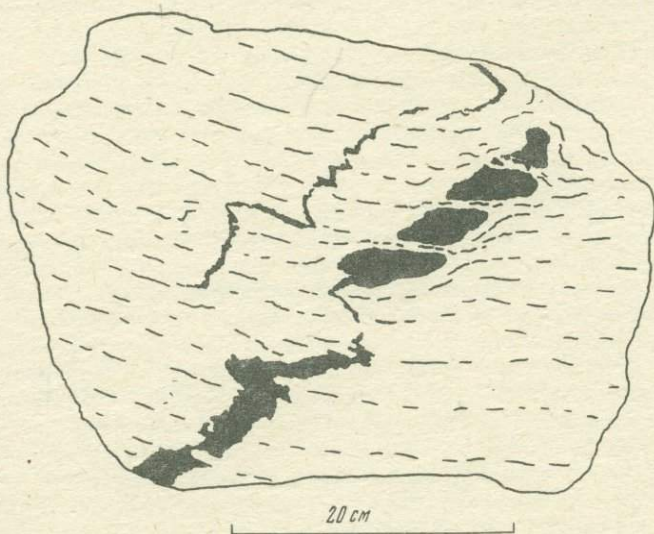


Рис. 26. Будинированный и деформированный первично верлитовый слой в апогаббровом гранатом амфиболите; верлит большей частью превращен в амфиболовую породу

В верховьях р. Лагортаегарт в полосатой верлит-пироксенит-амфиболитовой толще наблюдается обилие секущих с резкими контактами жил самой различной мощности (до нескольких метров), сложенных лейкократовым плагиогранитом. Несколько южнее, в верховьях Б. Лагорты, на простирации этого поля, среди полосы гранатовых амфиболитов, как бы зажатой здесь между гипербазитовым ядром массива с востока и второй полосой гарцбургитов с запада, наблюдались полосатые породы с чередованием слоев контрастного состава — темных гранат-амфиболитовых, обычно бесполовошпатовых, и светлых существенно кварцевых, внешне напоминающих метаморфизованные гравелиты. Количество и мощность светлых слоев непостоянны — от тонких, в одно зерно кварца, прерывистых прослоев до мощных слоев. Породы имеют облик мигматитов; наблюдаются секущие жилы плагиоплитового облика, иногда сливающиеся с кварцсодержащими слоями. Темные слои имеют состав гранатсодержащего амфиболита и состоят из голубовато-зеленого амфибола, цоизита, граната и небольшой примеси рутила и кварца. Светлые слои также, как правило, не содержат плагиоклаза и состоят из кварца с большей или меньшей примесью амфибола, цоизита, хлорита, мусковита, рутила и иногда граната. В секущих жилах появляется кислый плагиоклаз и иногда в довольно большом количестве мусковит. Структура светлых слоев обычно катакlastическая — голубоватый кварц образует очковые выделения, облекаемые чешуйками хлорита и мусковита. Описанные мигматиты, как можно предполагать, фиксируют зону гранитизации габбрового субстрата; секущие жилы, возможно, имеют магматическое происхождение и связаны с той же зоной.

В пределах Западной зоны обычны зеленокаменные изменения слагающих ее пород, происходящие либо без деформации, в виде диафтореза и псевдоморфного замещения минералов высоких ступеней метаморфизма ассоциацией низкотемпературных минералов — актинолита, хлорита и др., либо сопровождающиеся деформацией и образованием зеленых сланцев и blastomилонитов зеленосланцевой ступени. Интенсивность зеленосланцевого метаморфизма явно увеличивается по мере приближения к западному краю зоны. Столь же обычны холодные деформации всей толщи, выражающиеся в образовании многочисленных срывов, зон дробления и холодных милонитов. Преобразованиями подобного рода затронута в той или иной мере вся мощность зоны, причем поздние срывы происходили, главным образом по границам петрографически различных слоев; возникли зоны рассланцованных пород и множество тектонических пластин и блоков, перемещенных один относительно другого. Это обстоятельство — одна из причин того, что монолитные разрезы, в которых можно было бы наблюдать детали геологических соотношений, здесь очень редки. Одним из таких разрезов, представляющих редкую возможность наблюдать в деталях взаимоотношения габбро и амфиболитов, является разрез по долине ручья Шершор, впадающего слева в Малую Лагору (рис. 27).

Начало разреза (расстояния в дальнейшем указываются от этой точки) находится у устья небольшого правого притока ручья, впадающего в Шершор примерно в 500 м выше невысокой гряды на правом берегу, сложенной гарцбургитами с большим количеством пироксенитовых жил. В 140 м от начала разреза в цоколе моренного откоса на правом берегу обнаружен первый небольшой коренной выход гранатовых амфиболитов (т. 30265) с прослоями, сильно обогащенными гранатом. Преобладающая разность представляет собой крупно- или среднезернистый гранобластовый агрегат граната, клинопироксена, зеленоватого в шлифе, зеленой роговой обманки и небольшого количества плагиоклаза $An_{34}-An_{45}$ с примесью рутила и сфена.



Рис. 27. Схема детального разреза крупного реликтового блока двупироксеновых blastsmilonitovykh gabbro, окруженного гранатовыми амфиболитами, по ручью Шершор

В интервале 140–950 м встречено лишь два разваленных выхода среди морены (т. 30266–30268), сложенных находящимися в неясных соотношениях амфибол-цоизит-кварцевыми породами и, по-видимому, диафторитами по габбро; в последних различима реликтовая гранобластовая структура. Крупные зерна реликтового клинопироксена, частично замещенные хлоритом, окружены массой синевато-зеленого амфибола, цоизита и измененного плагиоклаза $An_{27}-An_{33}$; наблюдаются псевдоморфозы хлорита и лейкоксена по сидеронитовому магнетиту. Эти породы безразлично к направлению заметной в них полосчатости пересечены жилобразными зонами гранатосодержащих тонкополосчатых афиболитов, обнаруживающих под микроскопом blastsmilonitovuyu структуру и состоящих из крупных выделений зеленого амфибола, сцементированных мелкозернистым гранобластовым агрегатом амфибола, плагиоклаза и цоизита; иногда встречаются сфен и рутил.

Интервал 950–1300 м хорошо обнажен; непрерывные коренные выходы полосчатых гранатовых амфиболитов начинаются в точке 30269, в левом коренном борту, у самого русла. Гранатовые амфиболиты в начале интервала состоят из зеленого амфибола, крупных зерен цоизита и разложенного плагиоклаза; граната сравнительно немного. Наблюдаются несогласные с полосчатостью жилподобные тела, сложенные почти мономинеральной амфиболовой породой, представляющей собой среднезернистый гранобластовый агрегат зеленого амфибола с примесью рутила и плагиоклаза $An_{20}-An_{28}$ (т. 30269, 30271). Далее весь интервал сложен амфиболитами с хорошо выраженной метаморфической полосчатостью преимущественно северо-восточного направления, к концу интервала меняющегося на почти широтное (т. 30272–30281). Амфиболиты состоят из переменных количеств зеленоватого клинопироксена, обрастающего зеленым амфиболом, граната, обычно образующего каемки вокруг клинопироксена и амфибола, плагиоклаза состава $An_{25}-An_{40}$, обычно разложенного, цоизита и небольшой примеси рутила, образующего самостоятельные выделения или каемки вокруг выделений магнетита. Изредка наблюдается кварц. Диопсидсодержащие амфиболиты имеют структуру, близкую к структуре blastsmilonitovykh gabbro; порфирокласты обычно сложены клино-

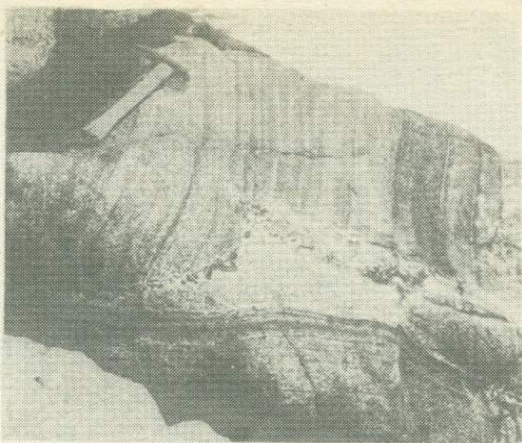


Рис. 28. Строение хаотического комплекса в разрезе по ручью Шершор

Сваренные блоки диопсидовых гранатосодержащих амфиболитов с разнонаправленной полосчатостью сцементированы пегматитом амфибол-цоизит-плагноклазового состава

пироксеном. Гранат присутствует не во всех прослоях — наблюдаются прослои темноокрашенных амфиболитов, существенно состоящих из зеленого амфибола и идиоморфных выделений бесцветного цоизита; всюду отмечается небольшая примесь рутила. В амфиболитах обычны зоны диафтореза, имеющие форму согласных прослоев или секущих полосчатость маломощных жил. Такие жилы, под микроскопом представляющие собой агрегат хлорита, эпидота, амфибола типа тремолита с примесью карбоната и лейкоксена, наблюдались в точках 30279 и 30280.

В интервале примерно 1350–1550 м вскрыта зона, связанная постепенным переходом с предыдущей и отличающаяся большим своеобразием. Главная ее черта — хаотическое строение. Слагающие ее полосчатые породы образуют множество блоков, ориентированных самым различным образом и при этом часто сваренных между собой с резким несогласием. Полосчатость в блоках деформирована, изогнута. Промежутки между блоками с разноориентированной полосчатостью пропитаны материалом, имеющим облик габбро-пегматита или горнblendита с крупными, местами гигантскими кристаллами роговой обманки. Пегматоидный материал проникает и внутрь блоков в виде жилок и тонких инъекций (рис. 28).

Блоки хаотического комплекса внешне очень напоминают полосчатый габбровый blastsmilonит, но имеют в большинстве случаев состав диопсидсодержащего амфиболита, состоящего из переменных количеств диопсида, обрастающего его зеленого амфибола, полуразложившего плагноклаза, цоизита, примеси магнетита, замещаемого рутилом и лейкоксеном. Гранат в составе этих пород редок и обычно образует скопления в виде секущих полосчатость жилок. Плагноклаз имеет несколько более основной состав, чем в гранатовых амфиболитах, — обычно в пределах до An_{55} . Микроструктура, как правило, типа blastsmilonитовой, причем порфирукласты сложены диопсидом. Цементирующий блоки пегматоидный материал ("габбро-пегматит") состоит из переменных количеств роговой обманки, цоизита, в различной степени разложившего плагноклаза, примеси рутила и граната. Гранат довольно редок — обычно он, как и в блоках, находится в секущих жилках. Диопсид встречается реже, чем в блоках.



Рис. 29. Метасоматические жилы диопсидовой породы с роговообманковыми оторочками, секущие полосатый диопсидовый амфиболит

В нескольких местах в хаотическом комплексе наблюдались связанные с пегматоидными амфибол-цоизит-плагиоклазовыми жилами жилы существенно диопсидовой породы, иногда отчетливо секущие полосчатость амфиболитов, слагающих блоки, а иногда внедряющиеся внутрь блоков по полосчатости (рис. 29). Во всех случаях такие жилы окружены по периферии каймами роговой обманки и по простиранию могут переходить в мономинеральные роговообманковые жилы. Под микроскопом порода центральной части таких жил представляет собой крупнозернистый гранобластовый агрегат зеленоватого диопсида с незначительной примесью роговой обманки; по мере приближения к периферии количество роговой обманки увеличивается и с вмещающей породой обычно контактирует уже мономинеральный гранобластовый агрегат амфибола.

В 1525 м от начала разреза выходы хаотического комплекса постепенно сменяются выходами полосатых пород, внешне близких к габбровым blastomилонитам (т. 30303). В них, однако, достаточно много еще цоизита, амфибола и граната, преимущественно в виде маломощных прямолинейных жилок, секущих полосчатость, которая здесь начинает приобретать широкое направление. Далее разности, которые еще можно назвать диопсидсодержащими или цоизитовыми амфиболитами, уступают место двупироксеновым габбро полосатой текстуры, выходы которых с небольшими перерывами слагают интервал от 1550 до 2700 м. Весь этот 1200-метровый участок разреза представляет собой выход хорошо сохранившегося "целика" габбро среди апогаббровых амфиболитов, внутренняя структура которого резко несогласна с таковой обеих полос амфиболитов, окружающих "целик", и имеет выдержанное широкое простирание (тт. 30304—30324).

Полосатая текстура в габбро этого участка выражена очень хорошо. Слои обычно строго параллельны и в пределах отдельных выходов прямолинейны, но достаточно часто можно наблюдать сильные дислокации полосчатости в виде складок, пережимов, срывов с явлениями сварки (рис. 30). Нередки ультрамеланократовые слои, не содержащие плагиоклаза и иногда обогащенные магнетитом. Жилы в пределах этого участка отсутствуют; лишь в одном-двух пунктах наблюдались пересекающие полос-



Рис. 30. Складки и сваренные срывы в двупироксеновых blastомилонитовых габбро (ручей Шершор)

чатость маломощные жилы, сложенные пегматоидным диопсидовым габбро. Более обычны тонкие, иногда тончайшие, в доли миллиметра, гранатовые жилки, вдоль которых в габбро развивается парагенезис, свойственный гранатовому амфиболиту. Гранатовый амфиболит развивается в габбро также в зонах деформации, секущих полосчатость габбро; новообразованная порода при этом также полосчатая.

Все габбро состоит из переменных количеств орто- и клинопироксена, плагиоклаза и магнетита. Почти всегда в небольших, иногда в заметных количествах присутствует зеленая или бурая роговая обманка. Нередко наблюдается зеленая шпинель, тяготеющая к выделениям магнетита. Вторичные изменения, как правило, не очень значительны; по плагиоклазу развивается соссурит, по ортопироксену — желтоватый серпентин, по магнетиту — хлорит и лейкоксен. Ультрамеланократовые слои имеют состав вебстерита (орто- и клинопироксен, магнетит, иногда зеленая шпинель). Структура габбро — более или менее отчетливо выраженная blastомилонитовая.

Следующий участок разреза, от 2700 до 5000 м, до подножия водораздельного гребня хр. Хордьюс, сложен весьма сильно измененными и дислоцированными габбро, по-видимому, того же первоначально состава, что и в "целике". В том, что весь этот интервал сложен габбровым субстратом, особых сомнений не возникает, так как постоянно наблюдаются реликтовые участки габбро с характерными текстурами и структурами, и даже при более сильных изменениях под микроскопом обнаруживаются реликты первичных минералов габбро, обычно клинопироксена. Однако относительная доля реликтовых габбровых участков и различных апогаббровых метаморфитов и диафоритов неясна. В целом здесь преобладают все же породы зеленосланцевой ступени с наложением процессов холодной деформации и дробления, имеющие местами облик прессованного тектонического щебня. Гранатовые амфиболиты встречаются редко.

Перед самым водоразделом снова начинают преобладать цоизитовые и гранатовые амфиболиты, сходные с наблюдавшимися в начале разреза, а всякие следы габбрового субстрата исчезают. Водораздельный гребень сложен гранатовыми амфиболитами и диафторитами по ним.

Таким образом, в разрезе по Шершору достаточно определенно выделяются две полосы гранатовых амфиболитов, имеющие северо-восточное простирание и окаймляющие крупный изолированный блок двупироксеновых полосатых габбро с широтным направлением полосатых текстур. Контуры блока в пространстве недостаточно ясны, но, по-видимому, здесь вскрыта самая широкая его часть, так как в разрезе по крупному правому притоку Шершора, примерно параллельному ему, но расположенному на 3 км южнее, габбровая зона имеет уже значительно меньшую ширину — не более 2 км (против примерно 3,5 км в первом разрезе), а столь хорошо сохранившегося "целика" габбро здесь уже нет, хотя относительно слабо измененные габбро также наблюдаются. Очевидно, габбровый блок сужается к югу, выклиниваясь затем среди амфиболитов.

Уникальной особенностью разреза по Шершору является сохранившаяся в естественных обнажениях переходная зона между габбровым блоком и зоной гранитовых амфиболитов — вышеописанный хаотический комплекс. Этот комплекс, как можно полагать, представляет собой зону начального метаморфизма габбро в эпоху амфиболитового метаморфизма — краевую дислоцированную зону монолитного габбрового блока, в которой габбро, в общем не потерявшие еще своего характерного структурно-текстурного облика, превращены в амфиболиты промежуточного типа, почти не содержащие граната, раздроблены на блоки и сцементированы пегматоидным материалом.

Детальная характеристика химизма и петрографического состава горных пород, слагающих шершорский разрез, приведена в Приложении (табл. IV).

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Габбро. Все габбро Западной зоны относятся к типу двупироксеновых; их минеральный состав — орто- и клинопироксен, плагиоклаз и магнетит; количественные соотношения этих минералов непостоянны, особенно в полосатых разностях. Оливин не встречен; изредка, особенно в разностях с повышенным количеством магнетита, присутствует зеленая шпинель. Почти всегда, часто в существенных количествах, содержится зеленая или бурая роговая обманка. Кварц в ассоциации с безводными минералами редок и встречается в основном в габбро южного окончания массива, в верховьях Хулги.

Характерная черта микроструктуры двупироксеновых габбро — наличие крупных выделений орто- и клинопироксена, редко плагиоклаза, имеющих овоидальные, линзовидные, изредка отчетливо обломочные очертания, размер которых в 5—10 и более раз может превышать размер зерна окружающей массы. Порфиroidные выделения часто несут следы деформации — изгибы, волнистое угасание, следы дробления, в то время как окружающая масса может состоять из недеформированных гранобластовых зерен. Таким образом, двупироксеновые габбро имеют в своей микроструктуре признаки дробления и рекристаллизации, т.е. являются бластомилонитами и бластокатаклазитами. При достаточно полной рекристаллизации порфирокласты могут не обнаруживать следов деформации, но бластомилонитовая природа габбро достаточно хорошо заметна в штуфах благодаря неравномерности. Параллельная (полосатая) текстура создается в двупи-

роксеновых габбро благодаря чередованию слоев с различным содержанием плагиоклаза и фемических минералов, с различной крупностью зерна (довольно обычны прослой и линзы мелкозернистого строения, имеющие состав и структуру двупироксенового роговика), а также с послойным чередованием разностей с различной величиной порфирокластов, т.е. является одновременной с образованием бастомилонитовой структуры. Часто наблюдаются дислокации полосчатости; порода в дислоцированных участках ничем не отличается от окружающей породы с ламинарной полосчатостью.

Плагиоклаз, если брать всю группу габбро в целом, довольно изменчив по составу — от битовнита до андезина. Однако систематические данные по разрезу крупного габбрового блока по ручью Шершор показывают, что наиболее типичен битовнитовый состав в пределах An_{70} — An_{75} ; более кислый состав, в особенности андезиновый, встречается в двупироксеновых габбро южного окончания зоны. Как правило, плагиоклаз образует гранобластовый агрегат, часто с сильными вторичными изменениями. В гранобластовом агрегате свежего плагиоклаза иногда можно различить реликты более крупных зерен, замещенные соссюритом, — возможно, остаток порфирокластов более основного состава.

Пироксены, по данным оптических определений, сравнительно высокожелезисты (обычно выше 30 ат.%). Химическими анализами установлено, что клинопироксен содержит значительное количество жадеитового и Са-чермакитового миналов (Приложение, табл. VIII).

Магнетит в ксеноморфных выделениях содержится в переменных количествах. Наибольшее количество магнетита, обычно в ассоциации с зеленой шпинелью, присутствует в меланократовых разностях, переходящих в бесполовошлатовые (вебстеритовые) разности, слагающие отдельные маломощные прослой. Магнетит малотитанистый, содержащий до 3 вес.% TiO_2 , но с довольно значительным (как правило, выше 0,5%) содержанием V_2O_5 .

Данные полных химических анализов габбро приведены в Приложении (табл. IV, см. также [42]).

Амфиболиты. Среди амфиболитов можно при одинаковом составе выделить массивные и полосатые разности; последние преобладают. Структура амфиболитов гранобластовая, обычно средне- или крупнозернистая, до гигантозернистой. Ориентировка минеральных зерен как в массивных, так и в полосатых разностях обычно отсутствует, сланцеватость или отсутствует, или плохо выражена.

Главная масса пород, объединяемых под названием "амфиболиты", сложена шестью минералами: амфиболом, гранатом, клиноцоизитом, плагиоклазом, кварцем и рутилом. Реже встречается в ассоциации с этими минералами, но довольно обычен клинопироксен; ортопироксен очень редок, как и магнетит. Изредка встречаются сфен, мусковит. В зонах диафтореза обычны хлорит, эпидот, актинолит и продукты разложения плагиоклаза.

Наиболее обычен парагенезис амфибола, граната, клиноцоизита, плагиоклаза и кварца с примесью рутила. Обычны амфиболиты без плагиоклаза, содержащие малое количество натрия, состоящие существенно из амфибола и клиноцоизита, с гранатом или без него.

Зеленый или синевато-зеленый амфибол с железистостью около 50 мол.% — непременная составная часть амфиболитов (Прил., табл. IX). Он может отсутствовать в относительно редких случаях, когда в породе содержится много граната, как, например, в существенно гранатовых жилах или в участках, где развиты крупные пойкилобласты граната, а также

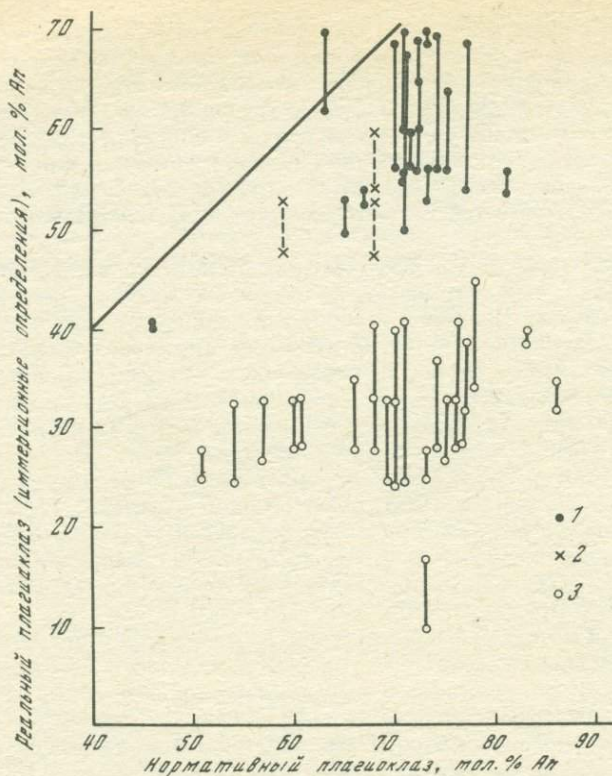


Рис. 31. Понижение основности плагиоклаза (при сохранении состава нормативного плагиоклаза, рассчитанного по валовым химическим анализам пород) в процессе превращения двупироксеновых габбро в гранатовые и диопсидовые амфиболиты (Шершорский разрез)

1 — габбро; 2 — диопсидовые амфиболиты хаотического комплекса; 3 — гранатовые амфиболиты

в разностях кислого состава, существенно кварцевых, переслаивающихся с гранатовыми амфиболитами в образованиях мигматитового типа.

Плагиоклаз присутствует почти всегда, но достаточно часто встречаются и безплагиоклазовые разности, в которых единственным светлым минералом является цоизит. Свежий, не замещенный вторичными продуктами типа соссюрита, плагиоклаз встречается редко, преимущественно в южной части зоны; по данным оптических определений и химических анализов, он имеет состав основного олигоклаза или кислого андезина (рис. 31).

Количество кварца варьирует в довольно широких пределах. В общем безкварцевые амфиболиты столь же обычны, как и кварцсодержащие.

Цоизит (по оптическим свойствам — клиноцоизит) — почти непременная составная часть амфиболитов. Образует изометричные или несколько удлиненные зерна, а также графические сростания с плагиоклазом. По данным химического анализа [42], содержание железистой составляющей в нем — около 17 мол. %.

Гранат обычен на всем протяжении Западной зоны, но распространен в породах неравномерно. Количество его заметно увеличивается в участ-

ках, обогащенных железом; в жилах и центрах, где образуются крупные порфиробласты, этот минерал преобладает. Во всех таких случаях можно констатировать значительный, в 2—3 раза против того количества, какое содержится в окружающей породе, привнос железа, а также еще более значительное (в 10—12 раз) увеличение содержания марганца.

Размеры гранатовых выделений колеблются в широких пределах; пойкилобласты достигают иногда 10 см в поперечнике. По данным химического анализа, гранат имеет существенно алмандиновый состав при значительном (23—25%) содержании гроссуляровой молекулы. Содержание пироповой молекулы колеблется от 13 до 26%; в существенно гранатовых жилах в состав минерала входит относительно очень большое (до 6,5 мол.%) количество спессартиновой молекулы [42, с. 45].

Характерной чертой всех амфиболитов является постоянная примесь рутила, образующего округлые выделения, просвечивающие красно-бурым. Сфен встречается, как правило, только в виде лейкоксеновых агрегатов, корродирующих рутил.

Пироксены вообще амфиболитам не свойственны, однако наблюдались согласные прослои, в которых зеленый клинопироксен и реже ортопироксен сосуществуют с гранатом, амфиболом, магнетитом, андезином и кварцем. Обычны диопсидсодержащие амфиболиты, часто даже без граната и цоизита, в зонах перехода к двупироксеновым габбро, как например, в хаотическом комплексе шершорского разреза. Не представляют редкости диопсид-гранатовые породы.

В нескольких местах Западной зоны, например на Б. Лагорте и в верховьях р. Колокольни, в гранатовых амфиболитах наблюдались прослой кислого состава, обогащенные кварцем и иногда мусковитом; в их составе отмечены кислый плагиоклаз, цоизит, гранат, амфибол, рутил, редко — магнетит и пирит.

Данные химических анализов амфиболитов и других метаморфических пород Западной зоны опубликованы ранее [44] (см. также Прил., табл. IV). Главная масса амфиболитов наследует особенности химизма габбро, но встречаются и отклонения; все это более подробно обсуждается ниже. Достаточно часто встречаются обогащенные магнием и хромом разности типа горнблендитов и амфиболовых пород, которые уверенно можно считать продуктом аллохимического метаморфизма гипербазитов.

ГЕНЕЗИС

Восточная зона

В.Ф. Морковкина [106] выделяет в составе Восточной габбро-амфиболитовой зоны два генетических комплекса — “пироксенито-габброидный” и “амфиболито-габброидный”, предполагая наличие в ней не только габбро-гипербазитового, но и вулканогенно-осадочного субстрата. По нашему мнению, для этого нет оснований. Реконструкция первичного состава разрезом устанавливает присутствие в них, по существу, только трех элементов: габбро, подчиненных им гипербазитов (пироксенитов и верлитов, реже дунитов и гарцбургитов), жильных диабазов в виде отдельных даек и мощных дайковых зон.

Габбро и гипербазиты Восточной зоны, по-видимому, первоначально слагали структурно единый разрез и, безусловно, находились в структурном единстве с центральной дунит-гарцбургитовой частью массива. Строевые зоны перехода, которую мы можем наблюдать в сохранившихся ее фрагментах, было обычным, стандартным: чередование сначала магниезильных и кальциевых гипербазитов, а затем — кальциевых гипербазитов и габ-

бро. На довольно значительном участке Восточной зоны, по крайней мере от широты Изшора до слияния Большой и Малой Лагорты, наблюдается переход более редкого типа — без пироксенитов и верлитов, с чередованием дунитов и троктолитов. Таким образом, западная граница зоны на всем ее протяжении является первичной границей между дунит-гарцбургитовой частью офиолитового разреза и вышележащей существенно габбровой частью.

Восточная граница имеет более сложное строение и едва ли может быть интерпретирована просто как интрузивный контакт раннего габбро-амфиболитового комплекса с гранитоидной интрузией. Наблюдаются явления гранитизации, мигматитоподобное чередование базитового субстрата и кислых инъекций, холодные тектонические контакты и т.д.; это зона взаимодействия двух совершенно различных по составу сред, не составляющих одного структурного целого.

Первичная природа габбро, слагавших главный объем Восточной зоны, достаточно ясна. Это были бедные титаном, железом и щелочами, но обогащенные кальцием, магнием и иногда хромом троктолиты, оливин-диопсид-анортитовые, реже — дупироксеновые с анортитом габбро метаморфического типа; признаков наличия здесь габбро иного типа не обнаруживается. Характерный химизм исходных габбро наследуется образующимися по ним метаморфитами, из чего следует вывод об изохимичности метаморфизма. Отклонения от изохимизма носят в основном местный характер и проявляются в зонах интенсивной деформации; обычен биметасоматоз на границе субстратов резко различного состава (между жильными диабазами и серпентинитами, дунитами и троктолитами и т.д.).

Диабазы дайковых зон резко отличаются по химизму от габбро. Это — бедные калием породы толеитового типа, внедрившиеся в тело габбро-гипербазитового массива в дометаморфическую эпоху (а частично, возможно, и во время нее). Дайковые зоны можно рассматривать как весьма ранние образования, возникшие в зонах растяжения и являющиеся аналогом "комплекса параллельных даек", характерных для разрезов древней океанической коры [167]. Столь же ранними и тоже дометаморфическими можно считать редкие дайки плагиогранитов.

Динамический метаморфизм, которому подверглась вся масса пород Восточной зоны, зафиксирован в новообразованных текстурах, структурах и парагенезисах. Всюду можно наблюдать наложение на ранние высокотемпературные безводные парагенезисы ассоциаций минералов, характерных для зеленосланцевой, реже — для эпидот-амфиболитовой, но не для амфиболитовой фации (актинолит, хлорит, цоизит, тремолит, антигорит, карбонаты и т.д.). Нет признаков того, что внутри зоны до зеленосланцевого метаморфизма существовали промежуточные амфиболитовые парагенезисы в сколько-нибудь заметных масштабах. В истории метаморфизма зоны, следовательно, после образования габбро-гипербазитового комплекса, внедрения в него диабазов и редких плагиогранитовых тел можно выделить только одну крупную метаморфическую эпоху — зеленосланцевую, определившую современный облик всей зоны. Традиционное название "габбро-амфиболитовая зона", таким образом, не соответствует действительности — это скорее зеленокаменная зона. Проявления метаморфизма амфиболитовой ступени, приуроченные к восточному краю зоны, связаны по времени уже со следующей эпохой в истории офиолитового комплекса, отмеченной появлением больших масс гранитоидов [168].

В строении Западной зоны принимают участие только три главных элемента: реликтовые гипербазитовые тела, реликтовые габбровые тела и новообразованная толща гранатовых амфиболитов, возникшая при метаморфизме существенно габбрового субстрата. Породы более низких ступеней метаморфизма, а также находящаяся в основании разреза маломощная зона глаукофановых сланцев [87, 123] слагают в общем небольшой объем и не меняют вывода о первично габбро-гипербазитовом составе всего разреза. Этот вывод позволяет считать ошибочными указания на наличие здесь переработанных остатков вулканогенных и осадочных пород или каких-то более древних, чем габбро-гипербазитовый комплекс, высокометаморфизованных образований [105, 106].

С центральным гипербазитовым ядром массива Западная зона связана стандартным переходом через верлиты и пироксениты, с той лишь разницей, что место габбро здесь занимает их метаморфический эквивалент — гранатовые амфиболиты; возможно, что местами существовали и переходы дунит—троктолит. А.А. Савельев и Г.Н. Савельева [135, с. 49—50] упоминают про тела дунитов "с оторочкой апотроктолитовых пород гранат-шпиль-пироксенового состава"; автору, к сожалению, не удалось наблюдать таких соотношений. Во всяком случае, эта стандартная зональность, прослеживающаяся на протяжении десятков километров, позволяет считать, что мы имеем здесь обращенный (в смысле ставшего уже стереотипным представления о верхе и низе офиолитовых разрезов), но в принципе такой же переход, как и по другую сторону гипербазитового ядра в Восточной зоне. Переход тектонизирован в разное время, но все же исключает возможность лишь тектонического совмещения чуждых друг другу тектонических пластин. Поэтому Западную зону, по нашему мнению, нельзя рассматривать иначе как составную часть единого Войкарского габбро-гипербазитового комплекса.

Двупироксеновые габбро, по которым образуются гранатовые амфиболиты, также являются типично метаморфическими образованиями, в более раннюю эпоху пережившими высокотемпературный динамический метаморфизм. Об этом свидетельствуют в первую очередь их структуры (бластомилонитовые, реже гранобластовые) и полосатые текстуры с признаками твердопластичного течения. Двупироксеновые габбро образуют среди амфиболитов множество мелких реликтовых тел и два крупных блока, разрез одного из которых — северного — в районе хребта Хордьюс, по ручью Шершор, описан выше; второй блок находится на южном окончании зоны, в верховьях р. Хулги. Достоверно установлено, что крупные блоки имеют автономный внутренний структурный рисунок, резко несогласный со структурным планом толщи амфиболитов и возникший, следовательно, до эпохи амфиболитового метаморфизма. В разрезе по Шершору описан уникальный хаотический комплекс, который можно рассматривать как фронтальную зону амфиболитового метаморфизма в крайней части твердой и жесткой древней габбровой глыбы.

Имеется достаточно много химических анализов габбро Западной зоны. При пересчете их на стандартную габбровую норму отчетливо устанавливается, что данные составы *должны были бы* давать парагенезисы, содержащие существенное количество оливина*. Этим габбро Западной зоны корен-

* Подобное же несоответствие нормативного и реального составов отмечено Л.А. Виноградовым [11] для двупироксеновых пород ("вебстерит-габбро-норитов") среди гранулитов Балтийского щита, образовавшихся при давлениях 10—12 кбар.

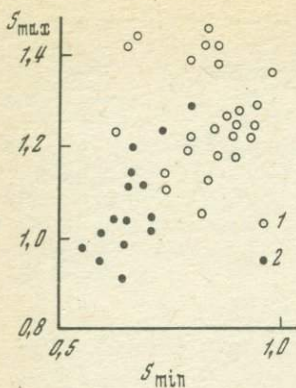
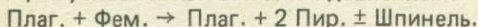


Рис. 32. Различия в степени насыщения феррической части двупироксеновых габбро Восточной (1) и Западной (2) габбро-амфиболитовых зон Войкарского массива

ным образом отличаются от двупироксеновых же габбро Восточной зоны, не содержащих нормативного оливина, но в случаях его наличия содержащие и реальный оливин в парагенезисе с двумя пироксенами. Габбро Западной зоны в большинстве случаев обнаруживают сильные отклонения от нормативного парагенезиса, т. е. действительная степень насыщения их феррической части постоянно более высокая, чем вычисленная исходя из реальной железистости феррических минералов (рис. 32). По-видимому, здесь возможно лишь одно объяснение: в данных парагенезисах зафиксировано начало реакции эклогитового типа, обусловленной высоким давлением:



Имела место реакция плагиоклаза с феррическими минералами; альбитовая и анортитовая молекулы входят в состав клинопироксена в виде жадеитового и Са-чермакитового минералов, при этом высвобождается значительное количество SiO_2 , идущего на насыщение виртуального оливина, и соответственно увеличивается количество ортопироксена. Избыток глинозема дает зеленую шпинель, которую мы и можем наблюдать, в особенности в богатых железом и магнием разностях габбро. Таким образом, большая часть габбро Западной зоны могла возникнуть только на субстрате состава оливинового габбро. Этот вывод подтверждается данными по химизму пироксенов (Прил., табл. VIII): они содержат значительное количество жадеитового и Са-чермакитового минералов.

Таким образом, утверждение о "габбро-норитовом" субстрате бластомилонитов Западной зоны [135, с. 49–50] следует считать в высшей степени сомнительным. Реликтовые тела исходных габбро, если бы они и были, должны были бы иметь состав по меньшей мере оливинсодержащего габбро.

По химизму двупироксеновые габбро Западной зоны достаточно резко отличаются от всех габбро Восточной зоны. Однако можно предполагать, не настаивая, впрочем, на этом, что общий химизм западных габбро не изначален, а является результатом некоторой химической эволюции их первичного субстрата. Основанием для такого осторожного предположения служит "скрытая расслоенность" в разрезе бластомилонитов Денежкина Камня [39], где зафиксировано преобразование бесщелочных, резко недосыщенных SiO_2 габбро, приводящее к образованию на их месте габбровых бластомилонитов со все более кислым плагиоклазом, а также, по-видимому, бластомилонитовой габбровой разрез восточной части Хабаровского массива [91, 92], где бластомилониты имеют, вообще говоря, ненормальный для габбро состав — с андезин-лабрадором, калишпатом и т.д. Возможно, что субстрат Западной зоны в эпоху образования бластомилонитов испытал химическую эволюцию с тенденцией гранитизации — привнесом в первую очередь кремнезема и натрия. Неравномерность, свойственная всем таким процессам, выразилась в том, что в блоке хр. Хордьюс мы имеем недосыщенные составы с малым изменением химизма, а на южном окончании зоны, в районе Хребет Вожа, —

Таблица 2
Средний химический состав габбро и амфиболитов
Западной зоны Войкарского массива

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	18	10	3	25	35	60	31
SiO ₂	46,06	47,20	48,88	44,30	45,79	45,17	46,70
TiO ₂	0,75	0,66	0,67	0,79	0,59	0,67	0,71
Al ₂ O ₃	19,14	19,37	20,32	19,39	19,36	19,37	19,33
FeO'	10,13	9,90	10,53	10,33	9,45	9,82	10,10
MnO	0,17	0,10	0,22	0,16	0,14	0,14	0,15
MgO	6,34	6,35	6,02	6,84	6,97	6,91	6,31
CaO	12,81	11,43	9,13	12,73	12,53	12,61	12,01
K ₂ O	0,24	0,23	0,15	0,27	0,22	0,24	0,23
Na ₂ O	2,02	0,29	3,07	2,03	1,75	1,87	2,21
П.п.п.	1,85	1,75	0,62	2,46	2,47	2,47	1,70
Петрохимические характеристики							
<i>f</i>	49,2	47,3	50,1	46,7	45,9	46,2	48,7
<i>P/n</i>	70,2	67,4	59,5	70,3	74,5	72,8	68,3
<i>S</i> _{min}	0,67	0,71	0,68	0,54	0,70	0,63	0,68
<i>S</i> _{max}	1,10	1,21	1,29	0,87	1,20	1,06	1,15
<i>Sal</i>	61,1	64,0	68,7	63,4			

Примечание. 1 — двупироксеновые габбро Шершорского разреза; 2 — двупироксеновые габбро верховьев Б. Лагорты; 3 — двупироксеновые габбро Хребет-Вожа; 4 — амфиболиты Шершорского разреза; 5 — амфиболиты верховьев Б. Лагорты; 6 — все амфиболиты Западной зоны; 7 — все габбро Западной зоны.

гораздо более кислые и щелочные двупироксеновые габбро с андезином и кварцем (табл. 2).

Толща гранатовых амфиболитов в главной массе наследует черты химизма габбро, если судить по средним составам в табл. 4. Обнаруживается, однако, несколько меньшая в среднем насыщенность метаморфитов SiO₂. Это можно было бы считать результатом недостаточной представительности выборки, однако весьма систематические данные по разрезу Шершора дают тот же результат. Происходит, по-видимому, довольно слабая базификация исходного габбрового субстрата (рис. 33). Возможно, что комплементарные продукты этого процесса в какой-то мере представлены мигматитами с кислой неосомой, которые описаны выше. Однако эта тенденция слишком слаба, чтобы ею можно было объяснить явное нарастание плагиогранитизации всей толщи амфиболитов к лежащему боку Западной зоны и появление разностей, обогащенных Si и Na, а также жилых и небольших интрузивных тел плагиогранитов [138].

Наблюдаются гораздо более резко и определенно выраженные явления местного метасоматоза, связанные с метаморфизмом амфиболитовой эпохи. Это — образование в амфиболитах и габбро существенно гранатовых жил и цепочек гранатовых порфиробластов, жил мономинеральных амфиболовых и диопсидовых пород, а также прослоев почти мономинеральных гранатовых пород в амфиболитах. Во всех этих случаях имеет место резко выраженная базификация субстрата (в случае гранатовых скоплений — с привнесом железа и в особенности марганца).

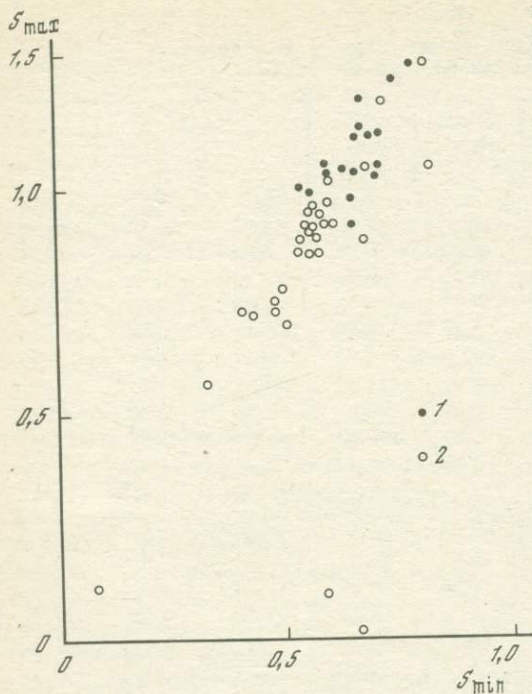


Рис. 33. Тенденция базификации при превращении двупироксеновых бластомилонитовых габбро (1) в гранатовые амфиболиты (2). Данные по разрезу Шершор

Особенно интересны наблюдавшиеся только в разрезе по Шершору диопсидовые жилы. Это продукт известкового метасоматоза — редчайший случай, когда пироксенит образуется по базитовому субстрату. Жилы секут сваренные блоки диопсид- и цоизитсодержащих амфиболитов, обнаруживая к ним постепенные переходы через роговообманковую породу. Они, по-видимому, вполне изофаціальны с амфиболитами, о чем говорит, во-первых, их однозначная связь с последними, а во-вторых, — зональность в контактах, которую можно истолковать только как химическую (ме-

тасоматическую) зональность: в зоне предельно известкового химизма при бедности глиноземом устойчива диопсидовая порода, в зоне базитового химизма — амфиболит, а в промежуточной зоне — промежуточная по химизму роговообманковая порода. Изофаціальность подтверждается также составом диопсида из жил, свидетельствующим о высоком давлении в момент их образования (Прил., табл. VIII).

Интерпретация данных по распределению компонентов в парах амфибол—гранат и амфибол—плаггиоклаз по диаграммам Л.П. Перчука [122] подтверждает, что метаморфизм амфиболитовой эпохи происходил в условиях амфиболитовой фации при температурах около 650° [42, с. 49]. На высокие давления указывают довольно богатый пироповой молекулой гранат, высокие отношения $Al^{VI} : Al^{IV}$ в амфиболах, а также состав клинопироксенов. Таким образом, метаморфизм амфиболитовой эпохи, так же как и метаморфизм эпохи образования двупироксеновых габбровых бластомилонитов, происходил в условиях высокого давления, но при более низких температурах, поскольку в раннюю эпоху образовались только безводные парагенезисы.

Однако последний вывод не бесспорен. Возможно, что эти эпохи, отчетливо одновременные и являющиеся к тому же тектоническими эпохами, различаются не столько температурами, сколько флюидным режимом. Ранняя эпоха могла быть гораздо более "сухой". Детальные наблюдения позволяют считать, что и в амфиболитовую эпоху метаморфические преобразования в отдельных участках протекали при недостатке воды. В габбро наблюдаются синхронные с образованием амфиболитового парагенезиса пластические деформации, при которых габбро, сохраняя двупироксеновый

состав, перерождается, становясь обычно еще более тонкополосчатым и мелкозернистым blastsмилонитом. При недостатке воды в линейных зонах внутри габбро, по-видимому, образуются друзиты — породы с каемками граната на границе пироксена и плагиоклаза. Явление того же рода — переслаивание гранатовых амфиболитов с верлитовыми blastsмилонитами. По крайней мере часть габбро и гипербазитов Западной зоны может быть синхронна и изофациальна с гранатовыми амфиболитами.

Итак, в сложной истории метаморфизма Западной габбро-амфиболитовой зоны можно выделить несколько эпох, связанных с последовательными этапами тектонического перемещения единого габбро-гипербазитового комплекса: наиболее раннюю и высокотемпературную эпоху низкого давления, продукты которой если и сохранились, то лишь в незначительной степени; эпоху высокотемпературного (сухого?) метаморфизма высокого давления, приведшую к образованию полосатых двупироксеновых габбровых blastsмилонитов, по РТ-условиям соответствующую гранулитовой фации; эпоху метаморфизма верхов амфиболитовой ступени высокого давления, определившую теперешний облик зоны; в течение этой эпохи образовалась мощная толща гранатовых амфиболитов; эпоху локального низкотемпературного метаморфизма высокого давления, продукты которой слагают зону глаукофановых сланцев в основании разреза; эпоху локального, но достаточно широко проявившегося зеленосланцевого метаморфизма; наконец, самую позднюю эпоху — холодных деформаций, образования холодных тектонитов и местами меланжа.

ВЫВОДЫ

Изложенное подтверждает главный вывод, общий для большинства работ, опубликованных в последние годы: Войкарский массив может служить примером аллохтонного офиолитового комплекса с весьма сложной историей тектонического перемещения и метаморфизма.

Первоначально Войкарский массив представлял собой габбро-гипербазитовый комплекс, сложенный стандартным набором горных пород: магнетальными гипербазитами, верлитами, пироксенитами и габбро, по-видимому, метаморфогенного типа. Все позднейшие метаморфические преобразования гипербазитов и габбро, в основном изохимические, регрессивны по температуре по отношению к исходным парагенезисам, в связи с чем какой-то внешний источник метаморфизма представляется маловероятным.

Корреляция метаморфических событий в различных структурных зонах массива затруднена сложностью его современной структуры и неполнотой разрезов. Массив можно уверенно рассматривать как единое целое лишь начиная с эпохи зеленосланцевого метаморфизма. До этой эпохи тектонометаморфическая история Западной зоны, с одной стороны, и Восточной зоны вместе с дунит-гарцбургитовым ядром, с другой, представляется весьма различной: в первой последовательно сменились по крайней мере три эпохи высокого давления, в то время как во второй зеленосланцевый метаморфизм наложился непосредственно на исходные гипербазиты и габбро.

Несходство первичного состава западных "габбро-гранулитов" и восточных габбро (в частности, недавно установленное для них различие в средних содержаниях стронция — соответственно 700 и 170 г/т) не позволяет считать Западную зону просто более глубоко метаморфизованным аналогом Восточной. Эти данные, во всяком случае, позволяют считать несостоятельным представление о Войкарском массиве как о гигантской лежащей складке с гипербазитовым ядром, сформулированное В.И. Ленных

и др. [86]. Напротив, предположение Н.Л. Добрецова [123] о тектоническом совмещении генетически разнородных офиолитовых пластин находит подтверждения, хотя и нуждается в уточнениях. По-видимому, Западная зона была интегрирована в состав офиолитового комплекса на относительно ранней стадии его эволюции, на что указывает наличие стандартного верлит-пироксенитового высокотемпературного перехода между нею и центральным дунит-гарцбургитовым ядром.

Глава 5

ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА (Южный Урал)

Гипербазиты Кемпирсайского массива, вмещающего крупнейшие месторождения хромитовых руд, окружены непостоянной по ширине, прерывистой оторочкой "габбро-амфиболитов", среди которых есть породы габбро-ового состава и породы, более или менее близкие к типичным амфиболитам. Среди габбро-амфиболитов обычны мелкие тела гипербазитов, а в пределах большого гипербазитового поля Кемпирсайского массива — мелкие тела габбро, аналогичных тем, какие встречаются в габбро-амфиболитовой зоне.

А.Н. Алешковым, одним из первых исследователей массива, было сформулировано представление о разновозрастности гипербазитов и окружающей их габбро-амфиболитовой оторочки. По его мнению, гипербазиты внедрились в уже существовавшие к моменту внедрения более древние габбро; оливиновые габбро он рассматривал как продукт контаминации гипербазитовой магмы веществом этих древних габбро, а мелкие тела гипербазитов среди габбро-амфиболитов — как малые интрузии: "... в 1936 г. мною было отмечено, что группа собственно габброидов (и частью оливиновых габброидов) представляет собой более ранние породы, чем ультрабазиты. Они составляют кровлю и периферические части плутона. Позднее ... это положение было полностью подтверждено" [3, с. 192]. И далее: "Наблюдения ... позволяют считать, что оливиновые габброиды — оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты и алливалиты — представляют собой продукт воздействия ультраосновной магмы на габбровые породы. При такой концепции троктолиты следует рассматривать как результат контаминации ультраосновной магмы габброидным материалом... нормальные габбро, сосюритовые, актинолитовые и уралитовые разновидности, габбро-нориты и габбро-амфиболиты... прорываются и захватываются ультраосновной магмой в виде включений..." (с. 198).

В работе В.П. Логинова, Н.В. Павлова и Г.А. Соколова [88], посвященной хромитоносности Кемпирсайского массива, развиваются (с некоторыми отличиями) те же представления: "Признавая более древний возраст габбро-амфиболитов и соглашаясь в этом отношении с А.Н. Алешковым, мы тем не менее не можем отрицать существование в районе таких интрузивных масс габбрового состава, которые имеют относительно более юный возраст", (с. 18). "Габбро-амфиболитовая оторочка вокруг перидотитов не является нормальным дифференциатом общей с дунитами и перидотитами интрузии ... а представляет собой более раннее самостоятельное внедрение" (с. 55—56).

В.П. Логиновым и др. впервые отмечено присутствие в габбро и амфиболитах граната, определенного по показателю преломления как пироп;

габбро-амфиболиты рассматривались этими авторами как продукт контактового воздействия гипербазитов на более древние габбро.

В конце 40-х годов габбро-амфиболитовая зона детально изучалась Н.П. Херасковым. Результаты исследований увидели свет много позднее, в совместной с В.Н. Разумовой работе [159]. Соглашаясь с предшественниками в вопросе о догипербазитовом возрасте габбро-амфиболитов, Н.П. Херасков трактовал их совершенно своеобразно — как мигматизированные в области глубинного разлома зеленые сланцы докембрия. По его мнению, встречающиеся в зоне габбро-амфиболитов оливиновые габброиды ("эпинориты", "друзиты") представляют собой крайнее проявление этого процесса, связанного местами с послонной инъекцией дунитов в сланцевую толщу, а некоторая часть габбро-амфиболитов ("эденитовые амфиболиты" и др.) образовалась путем мигматизации и метаморфизма краевых частей гипербазитового массива. Несмотря на то что трактовка многих фактов в работе Н.П. Хераскова временами вызывает категорические возражения, а петрографическая терминология часто совершенно необычна, работа остается в обширной литературе, посвященной Кемпирсайскому массиву, единственной в своем роде: она содержит массу конкретных деталей, тонких наблюдений и точных данных по веществу горных пород габбро-амфиболитовой зоны.

В последние 10—15 лет проблема происхождения кемпирсайских габбро-амфиболитов привлекла внимание многих исследователей. В работе Н.В. Павлова и др. [114] кратко описаны габбро периферических частей массива и сделан вывод, что они являются таким же продуктом дифференциации гипербазитовой магмы, как и разнообразные гипербазиты. Вместе с тем в этой же работе упоминается, что в большинстве случаев гипербазиты контактируют "с более древними габбро-амфиболитами кровли массива"; взаимоотношения троктолитов и древних габбро-амфиболитов при этом не рассматриваются. С.В. Москалева [111, 112] пришла к выводу, что в габбро-амфиболитовой зоне Кемпирсайского массива существуют две разновозрастные группы пород: метасоматические апогипербазитовые габбро и амфиболиты, входящие в состав слоистых толщ и не имеющие никакой генетической связи с массивом. А.Т. Зверев и Г.М. Лобанова [53] повторили вывод исследователей 30-х годов: по их мнению, родоначальная магма габбро-амфиболитов внедрялась во вмещающие породы в виде многочисленных инъекций до внедрения гипербазитовой магмы. Н.Н. Калашникова и др. [65], полемизируя с выводами Н.Н. Хераскова, отрицали наличие в габбро-амфиболитовой зоне метаморфических пород докембрия, рассматривая габбро-амфиболиты как метаморфизованные магматические габбро, являющиеся вместе с гипербазитами продуктом дифференциации единой магмы или, возможно, более древними, чем гипербазиты. Наконец, А.А. Абдулиным и др. [1] высказаны соображения об образовании габбро-амфиболитовой зоны в результате метаморфизма магматических габбро (кумулятов), первоначально слагавших верхние горизонты расслоенного габбро-гипербазитового плутона, возникшего путем гравитационной дифференциации базальтовой магмы.

Таким образом, высказывания разных авторов о природе габбро-амфиболитовой зоны Кемпирсайского массива и характере связи ее с гипербазитами крайне противоречивы. Критический разбор опубликованных работ, весьма неравноценных в смысле уровня аргументации и точности приводимых данных, приводит к заключению о необходимости ревизии главных положений, к числу которых следует отнести следующие:

— что представляют собой породы, которые можно назвать габбро в собственном смысле слова;

- каковы их соотношения с гипербазитами;
- есть ли признаки существования разновозрастных габброидов;
- каковы взаимоотношения габбро, гипербазитов и амфиболитов;
- каковы взаимоотношения габбро-амфиболитовой зоны и вулканогенно-осадочного окружения массива.

С этой целью были детально изучены два разреза габбро-амфиболитовой зоны: в юго-западной части массива, по р. Шандаше [35], и в северо-восточной, по р. Куагач [45]. Эти разрезы известны в литературе и так или иначе фигурируют почти во всех цитированных выше работах.

РАЗРЕЗ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЗОНЫ МАССИВА

Геологические наблюдения

Изученный разрез находится в долине речки Шандаши — правого притока р. Кокпекты. Неглубокий врезанный каньон речки, имеющий протяжение около 3 км и ориентированный с востока на запад, пересекает здесь слабо-всхолмленную степную местность. Ниже, в описании разреза, расстояния указываются от устья речки. Схема разреза (рис. 34) составлена без учета небольших отклонений долины от генерального широтного направления.

В 380 м выше устья, в правом борту долины Шандаши, появляются коренные выходы; первый участок почти непрерывных выходов имеет длину около 400 м (точки 1412—1413д, рис. 54). На всем протяжении участок сложен крупнозернистыми габбро в общем лейкократового облика, часто такситовыми, с неравномерным распределением скоплением фемических минералов в массе плагиоклаза. Скопления фемических минералов обычно имеют прихотливые очертания; временами порода приобретает своеобразную "мозговидную" текстуру. В нескольких местах встречены полосатые текстуры, выраженные чередованием слоев, в различной степени обогащенных плагиоклазом; полосчатость ориентирована в меридиональном направлении при вертикальном или крутом (до 70°) падении на запад.

На корке выветривания глыб и коренных выходов отчетливо видно, что габбро в основном состоит из плагиоклаза и скоплением светло-зеленого актинолита, почти псевдоморфно замещающего первичный фемический минерал — оливин. Реликты оливина, при выветривании приобретающие ржаво-бурую окраску, в породах описываемого участка разреза редки. Тем не менее можно с уверенностью считать, что участок целиком сложен габбро типа троктолитов, первоначально состоявшими из плагиоклаза и оливина.

Под микроскопом отчетливо различаются два разновременных парагенезиса: ранний (плагиоклаз + оливин, очень редко с примесью орто- и клинопироксена) и развивающийся по нему более поздний актинолит-хлорит-цоизитовый парагенезис. Минералы раннего парагенезиса образуют крупнозернистый гранобластовый агрегат, который по границам зерен и трещинкам корродируется мелкозернистыми скоплениями лучистого актинолита с примесью хлорита, цоизита, эпидота и пренита. В первую очередь, как правило, этими минералами замещается оливин. Иногда на месте оливина остаются скопления желтоватого серпентина, окруженные радиально-лучистой оторочкой актинолита; при сильном изменении под микроскопом можно наблюдать лишь остатки плагиоклаза и скопления существенно актинолитовой массы. Плагиоклаз корродируется агрегатом тех же вторичных минералов, преимущественно актинолита, но редко исчезает полностью даже в наиболее измененных зонах. При этом он обычно

остается почти совершенно свежим, даже тогда, когда мы можем видеть лишь его редкие остатки в массе вторичных минералов; разложение с образованием землистых продуктов типа соссурита наблюдается в общем довольно редко.

Иногда наблюдаются катаклазированные разности габбро, в которых обломки крупных плагиоклазовых зерен сцементированы массой вторичных минералов. Иногда катаклиз предшествует образованию последних и в крупных напряженных порфирокластах плагиоклаза можно наблюдать беспорядочно ориентированные жилки, сложенные мелкозернистым гранобластовым агрегатом того же плагиоклаза. Характерной особенностью габбро, присущей всему разрезу, является присутствие в них редких округлых зерен акцессорного хромита, обычно буроватого в проходящем свете.

В нескольких местах в троктолитах наблюдались жилы микрогаббро мощностью до нескольких десятков сантиметров; под микроскопом жильная порода представляет собой мелкозернистый гранобластовый агрегат амфибола и плагиоклаза.

После точки 1413д следует 120-метровый закрытый участок, в пределах которого наблюдаются лишь высыпки тех же пород, и в 800 м от начала разреза вновь появляются скальные выходы троктолитов (тт. 1414—1416е). Троктолиты подобны вышеописанным; среди них в точке 1414 встречена жила мелкозернистой актинолитовой породы мощностью около 30 см с резкими контактами. В 970 м от начала разреза троктолиты сменяются серпентинитами. Видимая мощность серпентинитового тела — около 80 м; в 15 м от его восточного контакта среди троктолитов находится еще одно небольшое серпентинитовое тело в несколько метров шириной. Непосредственные контакты серпентинитов и габбро закрыты делювием и, по-видимому, довольно резки. В окружающих троктолитах обычные зеркала скольжения и другие признаки деформаций. Это позволяет предполагать, что контакты здесь могут быть и тектоническими. Здесь же в элювии наблюдались разности троктолитов ультрамеланократового облика, которые, по-видимому, слагают переходные зоны между габбро и гипербазитами. Серпентиниты сложены бесцветным серпентином нескольких генераций с небольшой примесью пылевидного магнетита и хлорита, содержат непрозрачный или слабо просвечивающий акцессорный хромит. В точке 1414в обнаружен реликтовый оливин. Вблизи контакта с троктолитами в серпентините наблюдались очень редкие и мелкие скелетные зерна диопсида.

Далее следуют выходы троктолитов, подобных описанным. В конце этого участка разреза (тт. 1416—1416е) в троктолитах наблюдаются очень хорошо выраженные полосатые текстуры северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом 85° . Чередуются слои, в различной степени обогащенные плагиоклазом; некоторые из них не содержат темноцветных минералов, приобретая, таким образом, состав анортозита. Под микроскопом анортозит представляет собой гранобластовый агрегат незонального плагиоклаза с небольшой примесью цоизита и пренита. В одном из слоев, сложенных лейкократовым троктолитом, состоящим из реликтового плагиоклаза и актинолит-хлоритовой массы, наблюдалось повышенное содержание акцессорного хромита. В последних выходах этого участка разреза в троктолитах появляется клинопироксен, постепенно приобретающий роль существенной составной части, и породы здесь можно назвать оливиновыми габбро. По структуре они не отличаются от троктолитов; с оливиновыми габбро связаны немногочисленные секущие габбро-пегматитовые жилы от 2—3 до 10 см мощностью, сложенные плагиоклазом и диопсидом. Породы здесь имеют относительно свежий облик, однако

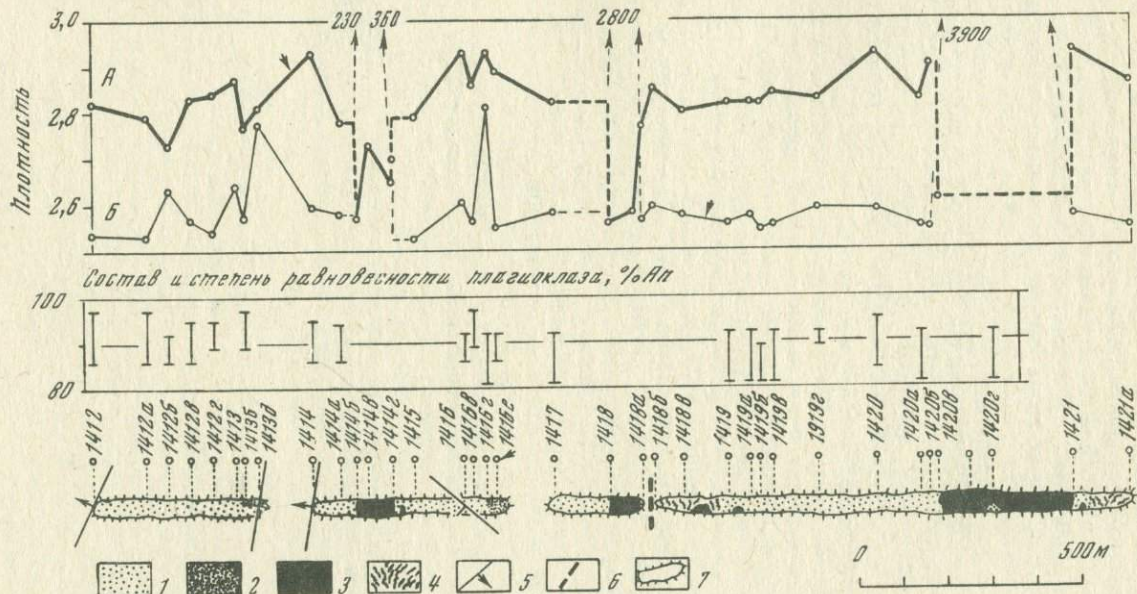


Рис. 34. Схема детального разреза по р. Шандаше

А — график плотности, г/см^3 ; Б — график магнитной восприимчивости, 10^{-6} ед CGSM. 1 — троктолиты; 2 — оливиновые габбро; 3 — серпентиниты; 4 — зоны рассланцевания и интенсивных зеленокаменных изменений в габбро; 5 — полосчатость в габбро; 6 — поздние разрывные нарушения; 7 — примерный контур коренных выходов

наблюдались зоны, в которых первичные минералы наполовину и более замещены агрегатом актинолита, хлорита и цоизита. Такие зоны образуют сеть пересекающихся жил с довольно резкими границами, в промежутках между которыми остаются угловатые ксенолитообразные блоки троктолита или оливинового габбро.

После описанного участка следует 100-метровый перерыв в обнажениях, и в 1400 м от начала разреза вновь начинаются и продолжаются на протяжении 130 м выходы троктолитов (тт. 1417—1418), сильно измененных, часто не сохранивших остатков первичных минералов. В незначительных по мощности зонах троктолиты деформированы и приобретают некоторую сланцеватость; в таких случаях они целиком сложены хлоритом, актинолитом, цоизитом и сосюритовой массой. В 1530 м от начала разреза на протяжении 70 м в нескольких коренных выходах среди осыпей вскрыто тело серпентинитов, кое-где рассланцованных. В 1600 м от начала разреза серпентиниты снова сменяются троктолитами. Здесь в троктолитах наблюдается зона интенсивных деформаций; можно видеть переходы от пород габброидного облика к породам, напоминающим по текстуре очковый сланец. В них почти или совершенно не остается реликтов первичных структур и минералов — это сланцеватый агрегат актинолита, хлорита, цоизита. Между точками 1418а и 1418б находится небольшой, но резко выраженный в рельефе ложок, по обе стороны которого выходят деформированные и измененные троктолиты. В конце интервала, примерно в 1700 м от начала разреза, наблюдаются тела серпентинитов до 30—50 м в поперечнике, со всех сторон окруженные выходами троктолитов, измененных и деформированных в различной степени. Далее снова следует небольшой, но глубокий лог, после которого в 1800 м от начала разреза начинаются вновь выходы массивных, недеформированных троктолитов. Таким образом, зона деформированных троктолитов, иногда превращенных в актинолит-хлорит-цоизитовые сланцеватые породы, достаточно резко выражена в рельефе, имеет видимую мощность около 150 м и безусловно фиксирует собой довольно крупную тектоническую зону в поле массивных троктолитов.

Троктолиты, слагающие участок разреза между точками 1419—1420в (1800—2270 м от начала разреза), сохраняют все особенности первичных текстур и структур. Это крупнозернистые, иногда гигантозернистые такситовые породы с относительно хорошо сохранившимся гранобластовым агрегатом плагиоклаза и псевдоморфозами актинолита и хлорита по оливину. Почти всюду в них присутствует акцессорный хромит. Кое-где можно наблюдать жилы микрогаббро и маломощные зоны деформации, в которых породы утрачивают габброидный облик и становятся сланцеватыми. В точке 1420в троктолиты резко сменяются серпентинитами. Непосредственный контакт закрыт осыпью; судя по расположению выходов тех и других пород, он имеет весьма неправильные очертания. Так же как и в других случаях, в элювии наблюдаются породы переходного типа — ультрамеланократовые троктолиты с очень небольшим количеством плагиоклаза. Серпентиниты выходят на протяжении 300 м. Они не содержат реликтов оливина и состоят из серпентина, хлорита, пылевидного магнетита и акцессорного хромита, обычно красно-бурого в проходящем свете. В нескольких пунктах среди серпентинитов отмечены небольшие изолированные выходы троктолитов и жилы микрогаббро. В точке 1420д в серпентинитах наблюдалась зона вкрапленного хромитового оруденения.

В 2570 м от начала разреза серпентиниты сменяются троктолитами, в непосредственной близости к контакту массивными, обычного вида, а несколько дальше, в 30—50 м, переходящими в такие же деформирован-

ные разности, которые были описаны для интервала между точками 1418а—1419. Под микроскопом наиболее измененные разности представляют собой сплошной агрегат актинолита, хлорита, цоизита, соссюрита с редкими зернами темно-бурого хромита. Сланцеватые разности утрачивают все особенности первичных состава и структуры, превращаясь в актинолит-хлорит-цоизитовые сланцы. Видимая мощность зоны деформаций, прослеживаемая по выходам и делювию, составляет здесь около 100 м; в 2720 м от начала разреза эта зона заканчивается глубоким ложком, после которого коренные выходы полностью исчезают, а долина постепенно выполаживается. Лишь кое-где на протяжении 700 м от последних коренных выходов наблюдаются высыпки щебня деформированных и выветрелых троктолитов, затем исчезают и они; зона непосредственного перехода от габбро Шандаши к гипербазитовому полю Кемпирсайского массива скрыта под рыхлыми отложениями.

Первичные минералы и химизм гипербазитов и габбро

Для большинства образцов габбро, отобранных по разрезу, были выполнены оптические определения состава плагиоклаза. Из приводимых данных видно, что плагиоклаз отличается высокой степенью разновесности; разница между верхним и нижним пределами не превышает 8—10% анортитовой молекулы. Данные химического анализа двух мономинеральных фракций [35] находятся в согласии с оптическими определениями. Таким образом, валовой состав плагиоклаза троктолитов Шандаши близок к Al_{90} — это анортитовые габбро. Имеющиеся в литературе указания на широкий диапазон состава плагиоклаза в троктолитах Шандаши — от лабрадора до битовнита [3, 159, 114] — не подтверждаются.

Как уже упоминалось, реликты оливина в троктолитах встречаются редко. Н.В. Павлов и др. [114, с. 36] приводят показатели преломления, соответствующие оливину Fa_5-Fa_8 , и отмечают, что "оливин магнезиальный практически такой же, как и в перидотитах". Оливин с такой низкой железистостью нами не был обнаружен, хотя по низкой железистости некоторых образцов [35] предполагать его существование можно. По иммерсионным определениям из нескольких точек разреза, оливин имеет железистость 12 ат. %. Железистость диопсида, иногда встречающегося в незначительном количестве, — около 10 ат. %.

Акцессорный хромит в количестве, редко достигающем 0,5—1%, встречается в троктолитах по всему разрезу. Чаще всего он образует идиоморфные или округлые зерна до 1—2 мм в поперечнике, непрозрачные или чуть просвечивающие темно-бурым в тонких краях. Редко можно наблюдать очень мелкие извилистые выделения более светлоокрашенной светло-бурой разности в актинолитовой массе. В полированных шлифах хромит, даже в наиболее измененных породах, не обнаруживает признаков коррозии или замещения магнетитом. Судя по одному нашему анализу [35] и двум анализам, опубликованным Н.В. Павловым и др. [114], минерал относится к железистому хромпикотиту.

Таким образом, первичный парагенезис троктолитов Шандаши определяется сочетанием двух главных минералов — анортита и оливина, к которым присоединяется незначительная примесь хромита и изредка бронзита и диопсида. Количественные соотношения анортита и оливина изменяются в самых широких пределах — наряду с преобладающими лейкократовыми троктолитами, содержащими 25—30% оливина, обычны более светлые разности вплоть до анортозитов и почти бесполовошпато-

вые, переходные к оливиновой породе. Химические анализы нескольких образцов [35] дают некоторое представление об этом непостоянстве; при желании можно было бы подобрать непрерывную серию образцов, валовой состав которой изменялся бы от анортозита до оливиновой породы. Анализированные образцы дают содержание нормативного оливина (в пересчете на безводное вещество) от 19 до 55 вес. %.

Железистость серпентинитов (около 12%) выше свойственной дунитам и гарцбургитам Кемпирсайского массива; судя по структуре, серпентиниты образовались по оливиновым породам, не содержащим ортопироксена, т.е., скорее всего, по породам типа дунита. Отношение суммы оснований к кремнезему равно 1,71 и 1,74, что позволяет предполагать довольно значительное изменение первичного баланса вещества при серпентинизации. В обр. 1414в, взятом в непосредственной близости к анализируемому обр. 1414г, был обнаружен и определен в иммерсии реликтовый оливин Fe_{12} ; это можно считать подтверждением повышенной железистости оливиновых пород, ассоциированных с троктолитами.

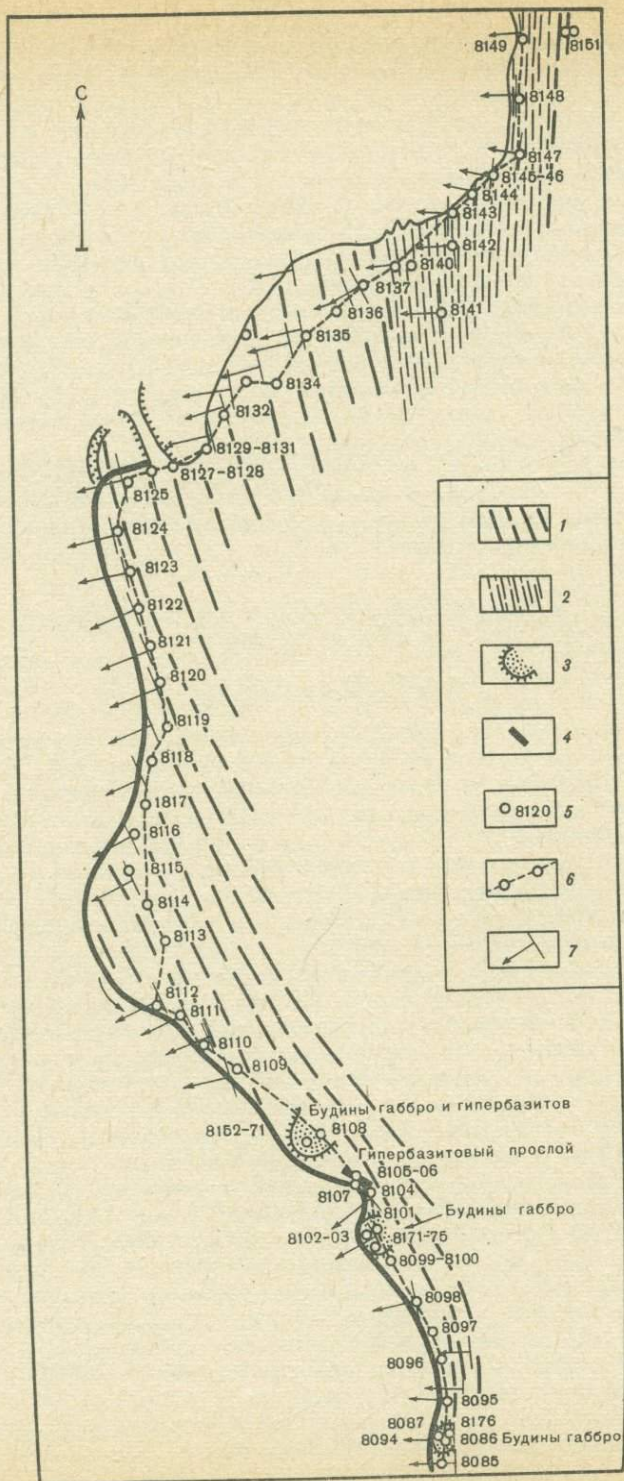
На графиках физических свойств (см. рис. 34) серпентиниты резко отличаются от троктолитов меньшей плотностью и гораздо более высокой магнитной восприимчивостью, обусловленной большим содержанием вторичного пылевидного магнетита.

РАЗРЕЗ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЧАСТИ МАССИВА

Геологические наблюдения

Разрез находится в северо-восточной части массива, в русле и по берегам степной речки Куагач (Куагаш), между поселками Кемпирсай и Джусалы. Практически полностью обнаженный разрез отделен от гипербазитового поля, находящегося юго-западнее, молодым тектоническим нарушением, выраженным понижением в рельефе и выходами тектонической глины. Непрерывные коренные выходы начинаются у пос. Кемпирсай, в 500 м выше железнодорожного моста, и прослеживаются вверх по течению более чем на 3 км. Данные систематического опробования нанесены на глазомерный план (рис. 35).

Вскрытая в разрезе толща "габбро-амфиболитов", истинная мощность которой невелика (всего около 450 м), полого падает на запад, под массив. Разрез начинается выходами пород полосчатой, иногда тонкополосчатой текстуры, средне- или крупнозернистых, массивных или с плохо выраженной пластовой отдельностью, существенно состоящих из светло-зеленого амфибола, плагиоклаза и присутствующего в переменных количествах светло-розового граната (пироба), образующего иногда крупные, до 2–3 см в поперечнике, округлые выделения. Внешне эти породы больше напоминают полосатые габбро, чем амфиболиты. Однако в первых же выходах среди них можно наблюдать линзовидные тела разного размера, от 20–30 см до нескольких метров в поперечнике, сложенные совершенно массивным крупнозернистым габбро, почти всегда, как это можно установить даже невооруженным глазом, содержащим оливин. Переход от массивного габбро, слагающего эти тела, к окружающей их полосчатой породе, как правило, совершенно постепенный, хотя местами и довольно быстрый; часто на границе массивного габбро и окружающей массы наблюдаются концентрические поверхности отдельности, благодаря чему округлые тела габбро выступают на поверхности выходов в виде отпрепарированных выветриванием ядер.



Картину, наблюдающуюся в первых выходах, едва ли можно трактовать иначе как результат пластической деформации массивных крупнозернистых габброидов, имеющих состав троктолитов и оливиновых габбро, с образованием при этом на их месте гранатовых амфиболитов. Тела габбро являются реликтами, сохранившими первичную структуру, текстуру и состав и имеющими облик будин. При выветривании некоторые из них отделяются от окружающей массы по граничным поверхностям срыва, благодаря чему можно непосредственно наблюдать их пространственную форму — форму классической будины: удлиненно-овальное тело с двумя "хвостами", вытянутыми по полосчатости вмещающих амфиболитов и постепенно выклинивающимися. В других случаях, напротив, ядра будин плотно сварены с тонкополосчатой окружающей массой и составляют механически одно целое с ней. Степень переработки габбро различна и в общем связана с величиной будин; можно видеть все промежуточные случаи — от резко выделяющихся на фоне тонкополосчатой массы крупных тел до небольших линзообразных участков, лишь в какой-то степени сохраняющих состав и структуру габбро.

В габбровых телах нигде не наблюдалась полосчатость, поэтому текстура облекающих их гранатовых амфиболитов не может считаться реликтовой. Это полосчатые или тонкополосчатые породы, в которых чередуются слои, различающиеся количеством амфибола и плагиоклаза. Иногда возникающая полосчатость бывает очень резкой — появляются почти мономинеральные амфиболовые и плагиоклазовые слои. Полосчатость редко прямолинейна и выдержанна, чаще же слои обнаруживают плавные изгибы, а местами — складки течения, флексуры и срывы, не нарушающие общей монолитности всей толщи. Это обстоятельство следует отметить особо, так как оно свидетельствует о синхронности деформации и образования амфиболитов. Позднейшие нарушения, явления расщепления и т.п. редки и обычно сопровождаются диафорезом с появлением минералов более низкого температурного уровня — актинолита, хлорита и др.

Будины габбро среди гранатовых амфиболитов наблюдаются на протяжении первых 500 м разреза, главным образом в выходах, находящихся непосредственно в русле реки. В нескольких местах на этом же отрезке разреза среди амфиболитов встречены согласные линзообразные прослои сильно измененных и деформированных гипербазитов. Все это убеждает в том, что выходящая здесь пачка гранатовых амфиболитов образовалась по габбро, содержащим редкие гипербазитовые тела.

Далее разрез на протяжении примерно 700 м, до точки 8125, идет по простиранию полосчатых текстур, и почти наверняка можно утверждать, что здесь прослеживается та же пачка амфиболитов. Однако на этом отрезке габбровые будины отсутствуют, внешний облик амфиболитов несколько изменяется: по мере удаления от зоны будин амфибол становится все более темноокрашенным, появляются цоизит и сфен.

Между точками 8125 и 8137 разрез идет почти вкрест простирания толщи, и здесь изменения в облике амфиболитов еще более заметны: амфибол становится темно-зеленым и бурым до черного, постоянно присут-

Рис. 35. План разреза по р. Куагач

1 — полосчатые амфиболиты, обычно гранатосодержащие, массивные или с плохо выраженной сланцеватостью; 2 — черные тонкосланцеватые амфиболиты нематогранобластовой структуры; 3 — зоны габбровых будин в амфиболитах; 4 — измененные гипербазиты (?); 5 — точки отбора проб и их номера; 6 — линия детального разреза; 7 — полосчатость и сланцеватость (длина векторов обратно пропорциональна углу падения)

ствуют эпидот, цоизит и сфен; гранат появляется редко и имеет более темную окраску. В точке 8140 облик амфиболитов изменяется резко на протяжении нескольких метров: они становятся более мелкозернистыми, приобретают почти черную окраску и отчетливую сланцеватость. Под микроскопом устанавливается изменение структуры: если до точки 8140 амфиболиты имели гранобластовую структуру, то здесь она становится типично нематогранобластовой. Сланцеватые черные амфиболиты продолжаются еще метров 200, а затем постепенно совершенно сменяются к востоку породами типа зеленых сланцев. Ближе к пос. Джусалы, в самом конце разреза, отмечаются массивные зеленокаменные породы, сохранившие реликты вулканогенных структур. Обнаженность здесь, однако, недостаточна хороша для того, чтобы можно было уверенно утверждать, что последние связаны с амфиболитами и зелеными сланцами постепенным переходом.

В разрезе по р. Куагач в первом приближении как по непосредственным геологическим наблюдениям, так и по данным изучения вещества можно выделить три зоны: зону пироповых амфиболитов, содержащих габбровые будины, в верхней части разреза; зону средней части разреза, сложенную амфиболитами, близкими по структурам и текстурам к амфиболитам первой зоны; зону черных тонкосланцеватых амфиболитов нижней части разреза, переходящих в зеленые сланцы. Вся толща, вскрытая в разрезе, слагает моноклиналь с пологим западным падением; внутри нее нет признаков несогласия или совмещения двух или более структурных планов.

Минеральный и химический состав пород

Габбро. Центральные части большинства будин сложены троктолитами (форелленштейнами), состоявшими первоначально из основного плагиоклаза и оливина, в меньшей степени — оливиновыми габбро.

Плагиоклаз обычно сильно разложен. Оптические и химические определения [45] позволяют отнести его к битовнит-анортиту. Оливин в той или иной степени замещен вторичными минералами; по оптическим данным, его железистость колеблется от 14 до 20 ат. %. Первичный парагенезис габбро, таким образом, сходен с таковым троктолитов и оливиновых габбро, описанных выше для разреза по р. Шандаше. Столь же сходны химизм (Прил., табл. V) и структуры тех и других габбро (типичные гранобластовые). Будины в куагачском разрезе, следовательно, принадлежат типичным кемпирсайским габбро, среди которых преобладают троктолиты.

В центральных частях будин, где признаки пластической деформации отсутствуют и порода ничем по внешнему виду не отличается от габбро, под микроскопом можно наблюдать развитие по первичному габбровому парагенезису нового амфибол-гранатового парагенезиса, свойственного окружающим амфиболитам, в виде келифитовых кайм (корон), окружающих выделения оливина. В наиболее развитом виде эти короны состоят из двух-трех концентрических зон: внутренняя зона сложена гранобластовым агрегатом бесцветного амфибола, за ней следует либо гранатовая зона, либо зона симплектита, состоящего из бесцветного амфибола, переполненного тончайшими червеобразными вростками сапфирина (?)*. Оливино-

* Точно определить этот минерал не удалось, но, во всяком случае, — это не обычная для келифитовых кайм троктолитов шпинель. Предполагать, что это сапфирин, позволяют приближенные определения на микрозонде. Н.П. Херасков [159] указывает на наличие в амфиболитах куагачского разреза сапфирина. Нами в скольких-нибудь заметных количествах этот минерал не был обнаружен.

вое ядро часто полностью замещено тальком и серпентином; иногда на его месте можно наблюдать лишь амфибол-гранатовые скопления характерного концентрического строения.

Из материала будин были выделены и проанализированы химически гранатовые фракции [45]. Устанавливается высокое содержание пироповой молекулы — до 57 мол. %. Однако эти фракции, по существу, не являются мономинеральными, а представляют собой смесь гранатов пироп-альмандинового ряда с параметром элементарной ячейки от 11,533 до 11,665 Å. В обр. 8171 исходный гранатовый концентрат был разделен на две фракции с содержанием пироповой молекулы 49,5 и 30,5 мол. %, каждая из которых, в свою очередь, также не является мономинеральной. Все это говорит о неравновесности метаморфического парагенезиса, накладывающегося на ранний оливин-плаггиоклазовый парагенезис внутри реликтовых габбровых тел.

Апогипербазитовые будины и прослой в пироповых амфиболитах. В трех пунктах разреза среди пироповых амфиболитов обнаружены будины и согласные прослой, первичный состав которых более или менее определенно можно считать гипербазитовым.

В точке 8152 в пироповых амфиболитах, содержащих многочисленные габбровые будины, наблюдалось линзовидное тело мощностью до 0,5 м, сложенное выветрелым и дезинтегрированным гипербазитовым веществом. В шлифах, изготовленных из более или менее плотных обломков, можно наблюдать сплошную массу талька, в меньшей степени — хлорита и серпентина, в которой разбросаны крупные монокристаллические выделения хлорита, возможно, псевдоморфно замещающие ортопироксен. Присутствуют также магнетитовые и магнетит-хлоритовые скопления на месте акцессорного хромита. Можно предполагать, что порода имела первично гарцбургитовый состав.

В этом же выходе отмечен согласный тонкоплитчатый прослой мощностью до 20 см, имеющий более темную окраску, чем окружающие массивные пироповые амфиболиты. Под микроскопом в породе видны прослой, сложенные обычно бесцветным амфиболом и соскуритом по плаггиоклазу; однако некоторые слои содержат серпентин и хлорит, что позволяет предполагать если не гипербазитовый, то по крайней мере существенно оливиновый первичный состав материала прослоя (т. е. состав ультрамеланократового троктолита). На это же указывает и химический состав породы (обр. 8161), крайне бедной щелочами и титаном и заметно обогащенной хромом (Прил., табл. V).

В точке 8105—8106 встречен согласный прослой мощностью в несколько метров, сложенный зеленовато-серой тонкополосчатой породой, внешне довольно резко отличающейся от вмещающих амфиболитов. Прослой неоднороден: в большей своей части он сложен серпентиновой массой, в которой под микроскопом видны скопления пылевидного магнетита, реликты оливина $Fa_{1.4}$ и полосы существенно амфиболового состава со значительной примесью зеленой шпинели, частично или полностью замещенной магнетитом. Химический анализ такой породы (обр. 8105) приведен в Приложении (табл. VI). Наблюдаются также маломощные слои (анализ 8106, табл. 6), не содержащие реликтовых минералов и структур и, по-видимому, представляющие собой следующую ступень аллохимического преобразования субстрата состава гипербазита или ультрамеланократового троктолита.

Амфиболиты из зоны габбровых будин. Амфиболиты первых примеров 550 м разреза, содержащие многочисленные габбровые будины, — среднезернистые или крупнозернистые, полосатые или тонкополосчатые,

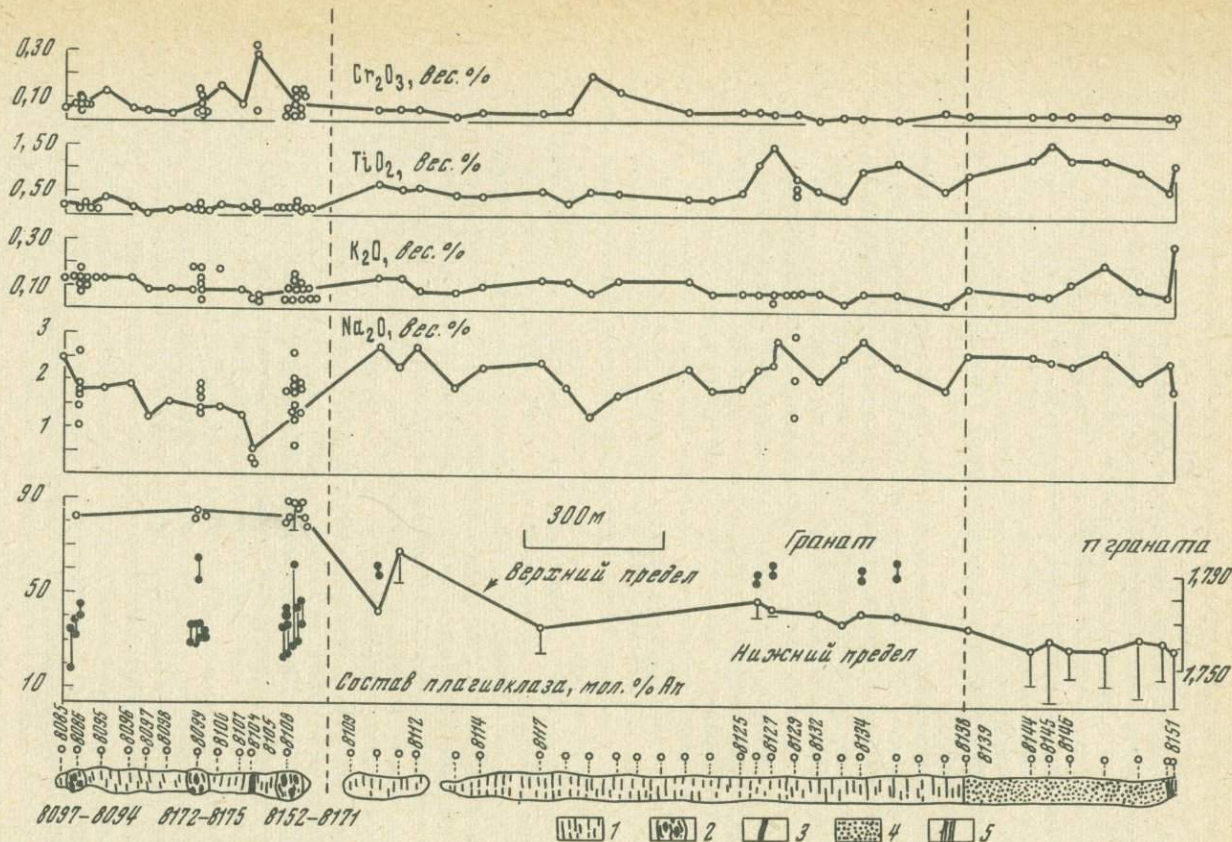


Рис. 36. Детальный разрез по р. Куаган

1 — аюгабровые амфиболиты; 2 — зоны габбровых будин в амфиболитах; 3 — измененные гипербазиты (?); 4 — черные тонкосланцеватые аповулканитовые амфиболиты; 5 — зеленые сланцы

но, как правило, не сланцеватые породы гранобластовой структуры. Среди них явно преобладают гранатсодержащие разности, минеральный состав которых очень прост: амфибол, плагиоклаз, гранат.

Амфибол, бесцветный в проходящем свете, имеет показатель преломления n_g в пределах 1,656—1,660; иногда он слагает в амфиболитах мономинеральные слои (химический анализ амфиболовой породы из такого слоя приведен в табл. VI Прил.). Амфибол отличается весьма низкой железистостью — около 15 ат.% и близок по составу к амфиболу из корон вокруг оливиновых выделений внутри габбровых будин (Прил., табл. IX). Н.П. Херасков [159] называл его эденитом; правильнее относить его к чермакиту.

Плагиоклаз обычно полностью замещен землистой массой вторичных продуктов, состоящей преимущественно из скрытокристаллического цоизита. Оптические и химические данные позволяют в большинстве случаев отнести его к битовниту или битовнит-анортиту [45].

Гранат, по данным химического анализа, содержит до 57% пиропового компонента [45]. В отличие от граната из будин он вполне равновесен, что подтверждается рентгеновским анализом, не дающим заметного разброса параметра элементарной ячейки в пределах одной пробы.

Химический состав пироповых амфиболов, цементирующих будины габбро, приведен в Приложении (табл. VI). Нетрудно заметить, что по химическому и нормативному составу эти породы, по существу, тождественны троктолитам и оливиновым габбро, слагающим будины. Для всех амфиболитов зоны будин характерны низкие содержания титана и щелочей.

Относительно редки в зоне будин амфиболиты, не содержащие граната, слагающие согласные слои среди преобладающих амфиболитов с пиропом и макроскопически мало от них отличающиеся. Амфибол таких разностей в проходящем свете обычно имеет зеленоватую окраску, что не свойственно пиропсодержащим слоям; плагиоклаз, как правило, полностью разложен. Иногда, довольно редко, отмечается кислый плагиоклаз, близкий к альбиту. Характерно почти постоянное присутствие цоизита, не встречающегося в пиропсодержащих разностях.

Диасторические изменения в амфиболитах зоны будин в общем незначительны и выражаются в сосюритизации плагиоклаза, а местами — в появлении хлорита. Эти изменения не нарушают структуры породы, с ними не связаны деформации, происходившие на уровне зеленосланцевой фации, в связи с чем можно утверждать, что вся геологическая структура этой зоны сформировалась одновременно с образованием самих амфиболитов и что в дальнейшем эта зона не подвергалась более позднему динамическому метаморфизму.

Амфиболиты вне зоны габбровых будин. В большей части разреза, в которой габбровые будины отсутствуют, амфиболиты могут быть разделены на две группы: в первой преобладают средне- и крупнозернистые, полосатые, но не сланцевые породы, внешне сходные с пироповыми амфиболитами зоны будин (интервал между точками 8109 и 8140 см. на рис. 35), во второй — мелкозернистые тонкосланцеватые породы (тт. 8140—8149).

Амфиболиты *первой группы* существенно состоят из амфибола и плагиоклаза; постоянно присутствуют цоизит и сфен. Гранат, клинопироксен и кварц относительно редки.

Амфибол представлен, как правило, зеленой или буровой в шлифе роговой обманкой с железистостью выше 30 ат.% (Прил., табл. 9).

Плагиоклаз обычно разложен полностью или частично; оптические определения довольно отчетливо устанавливают тенденцию уменьшения

его основности по мере продвижения вниз по разрезу — от лабрадора до андезина (рис. 36).

Цоизит (клиноцоизит) появляется как существенная составная часть уже в точке 8110; он присутствует почти во всех следующих точках, исчезая, как правило, только при появлении граната и клинопироксена.

Сфен впервые появляется в точке 8112 и дальше наблюдается как постоянная примесь, иногда в повышенных количествах.

Клинопироксен отмечен в нескольких пунктах между точками 8112 и 8136. Он присутствует в большинстве случаев в виде крупных изолированных реликтовых зерен, замутненных вторичными продуктами и замещаемых роговой обманкой. По показателю преломления n_g , равному 1,712—1,715, он может быть отнесен к диопсиду с железистостью около 28—35 ат.%. В точке 8127 наблюдался прослой мелкозернистой роговиковоподобной породы, представляющей собой гранобластовый агрегат полуразложенного андезина, диопсида, граната и небольшого количества зеленоватого амфибола.

Гранат присутствует довольно редко. По данным химического анализа [45], — это существенно алмандиновая разность с 15—17% пиропового компонента. В нескольких точках разреза сделаны также определения показателя преломления, значения которого колеблются в пределах 1,788—1,792. Существенно пироповый гранат в амфиболитах этой группы отсутствует.

Кварц, хлорит, амфибол типа актинолита, альбит встречаются спорадически.

Амфиболиты *второй группы* — мелкозернистые, почти черные тонкосланцеватые породы, — отличаются от всех вышеописанных амфиболитов хорошо выраженной нематогранобластовой структурой. Они состоят из зеленой роговой обманки, олигоклаза или олигоклаз-андезина, клиноцоизита и сфена; кварц относительно редок. Гранат был встречен в виде редкой примеси только в точке 8142, вообще же он совершенно не характерен для этой части разреза. Главная геохимическая черта амфиболитов второй группы — относительно высокое содержание TiO_2 — выше 1 вес. % (Прил., табл. VII).

В самом конце разреза, как уже упоминалось, амфиболиты постепенно сменяются породами, близкими к зеленым сланцам, состоящим из бледно-зеленого амфибола типа актинолита, эпидота, плагиоклаза, близкого к альбиту, хлорита и примеси лейкоксена.

ОБСУЖДЕНИЕ

Габбро р. Шандаши являются составной частью габбро-амфиболитовой серии западного обрамления Кемпирсайского массива. По Н.П. Хераскову [159, с. 107], "... обе полосы габбро-амфиболитов в районе р. Шелекты (чуть севернее Шандаши. — А.Е.) сливаются в обширное поле габброидных пород. Возможно, что здесь мы имеем наряду с древним габбро-амфиболитовым комплексом мигматитового происхождения и более молодые габброиды интрузивного типа". Н.В. Павлов и др. [114, с. 35] указывают, что "троктолиты... известны в западном борту интрузива в районе ручьев Шандаша и Шелекты... форелленштейны примыкают к амфиболитизированным габбро, в которых наблюдаются ксенолиты форелленштейнов, а иногда мелкие дайковые тела габбро секут форелленштейны. Такие соотношения позволяют считать, что форелленштейны тесно связаны с комплексом ультраосновных пород... тогда как габбро моложе и внедрились несколько позже". Наконец, А.Н. Алешков [3, с. 192], описавший в своей работе

разрез по Шандаше, резюмировал соотношения пород в нем следующим образом: "Габбровые породы представлены соссюритовыми и актинолитовыми разностями, частью уралитовыми габбро и габбро-амфиболитами. Они прорываются ультрабазитами, троктолитами и оливиновыми габброидами".

Приведенные цитаты наглядно показывают противоречивость существующих представлений в отношении одного лишь конкретного участка габбро-амфиболитовой зоны Кемпирсайского массива, вскрытого в разрезе по р. Шандаше: А.Н. Алешков говорит о древних зеленокаменных габбро, прорываемых оливиновыми габбро и гипербазитами; примерно то же утверждает Н.П. Херасков, в то время как Н.В. Павлов и др. указывают на совершенно обратные соотношения.

Приведенные выше геологические наблюдения и данные изучения вещества позволяют утверждать, что разрез в долине р. Шандаши на всем протяжении сложен весьма разнообразными в смысле текстур и степени вторичных изменений, но столь же однообразными в отношении первичного фазового состава и структур габброидами — преимущественно троктолитами с анортитом, оливином и акцессорным хромитом. Лишь иногда, при появлении заметных количеств клинопироксена, породы могут быть названы оливиновыми габбро. Во всех разностях, независимо от соотношения темных и светлых компонентов, структуры, текстуры и степени вторичных изменений, плагиоклаз сохраняет анортитовый состав. Детальность наблюдений и опробования исключает возможность нахождения здесь габброидов какого-либо другого типа и возраста, поэтому можно утверждать, что указания Н.В. Павлова и др. [114] на наличие ксенолитов одних габбро в других ошибочны: за ксенолиты были приняты, очевидно, блоки относительно хорошо сохранившихся троктолитов среди зон развития актинолита и хлорита (см. описание разреза); столь же ошибочны указания А.Н. Алешкова [3] на прорывание древних зеленокаменных габбро более молодыми оливиновыми габбро и гипербазитами.

Разрез по р. Шандаше, если мысленно снять явления метаморфизма зеленосланцевой ступени, вскрывает мощную зону полосатых и такситовых габбро, в тектоническом отношении представляющую собой кое-где разбитый разломами разного возраста монолит, а в физико-химическом — равновесную серию метаморфических анортитовых габбро. В разрезе полностью отсутствуют горные породы, которые можно было бы назвать габбро-амфиболитами или амфиболитами, как это можно было бы полагать из приведенных цитат. Продукты низкотемпературного метаморфизма троктолитов, развитые локально, имеют парагенезис, соответствующий условиям зеленосланцевой фации (актинолит, хлорит, цоизит), и могут быть названы зеленокаменными габбро, соссюритовыми габбро, измененными габбро или (в случае полной утраты реликтов первичных структур и текстур) зеленокаменными апогаббровыми породами. Сам факт их образования по габбро, первоначально состоявшим из безводных минералов, очевидно. Следовательно, в участке западной габбро-амфиболитовой оторочки Кемпирсайского массива, вскрытом разрезом по р. Шандаше, отсутствуют какие-либо древние догаббровые породы типа амфиболитов, так же как и габбро разного возраста (если не принимать во внимание обычные для всех габбро пегматитовые жилы того же состава).

Геологические наблюдения часто не позволяют с абсолютной уверенностью судить о характере взаимоотношений троктолитов и заключенных в них тел гипербазитов, так как первичные контакты тех и других осложнены низкотемпературными деформациями и метаморфизмом и плохо обнажены, но, во всяком случае, представления А.Н. Алешкова о них

как об интрузиях в габбро не подтверждаются. Троктолиты и гипербазиты обнаруживают тесную связь; в многочисленных глыбах наблюдались совершенно постепенные переходы от лейкократовых троктолитов с анокритовыми участками к оливиновой породе, анокритсодержащие участки в гипербазитовой массе и т. д. Троктолитам Шандаши свойственны все черты метаморфических габбро — равновесный плагиоклаз, гранобластовые структуры, полосатые и такситовые текстуры, непостоянство валового состава. По-видимому, есть основания считать, что по крайней мере часть их образовалась путем метасоматического замещения гипербазитов. Особенности находящиеся в них мелких гипербазитовых тел — изолированное положение в поле габбро, неправильная прихотливая форма, наличие переходных к габбро разностей, повышенная железистость оливина — не противоречат этому предположению и позволяют рассматривать такие тела как реликты первичного гипербазитового (скорее всего, дунитового) субстрата, в процессе замещения приспособившиеся к новым условиям равновесия и изменившие свой состав в сторону повышения железистости. Наконец, в пользу апогипербазитовой природы троктолитов говорит и необычная для уральских габбро обогащенность хромом.

Итак, сложная картина, которую следовало как будто бы ожидать в разрезе по Шандаше, после детального изучения представляется в известном смысле слова очень простой. Это разрез мощной зоны разновозрастных оливин-анокритовых габбро, содержащих небольшие гипербазитовые тела, составляющие с габбро одно структурное целое и находящиеся в равновесии с ними.

Габбровые породы, описанные для разреза по Шандаше, типичны для всего Кемпирсайского массива. Поэтому выводы, сделанные из изучения разреза, достаточно удовлетворительно отвечают на первые три вопроса, сформулированные в начале главы.

Картина, наблюдающаяся во втором из описанных разрезов — по р. Куагач, — гораздо более сложная.

Н.П. Херасковым [159, с. 111—113] были отмечены и описаны, с приведением выразительных рисунков, габбровые будины — замечательная особенность куагачского разреза, изучен минеральный состав габбро и амфиболитов. Им была установлена и подчеркнута асимметрия метаморфического градиента в разрезе, что и привело его к мысли о нарастании метаморфизма по направлению к оси гипотетического глубинного разлома, фиксируемого гипербазитами. Однако трактовка природы будин вызывает категорические возражения. По мнению Н.П. Хераскова, "эпинориты", "оливиновые эпинориты" и "друзиты", слагающие будины, возникли вблизи самого контакта зеленых сланцев с гипербазитами в результате мигматизации; иначе говоря, будины габбро — не остатки, а новообразования, результат, как бы мы сейчас сказали, габброизации амфиболитов. Столь искусственная трактовка, безусловно, не могла остаться незамеченной в последующее время [45], и, хотя позднейшие работы [1,65] не отличаются детальностью описаний, в них дается самое простое и естественное объяснение: пластическая деформация и метаморфизм габброидов.

Некоторые работы последнего десятилетия содержат столь неточные и даже неправдоподобные сведения о куагачском разрезе, что заслуживают специального упоминания. Так, А.Т. Зверев и Г.М. Лобанова [53], желая, очевидно, подчеркнуть магматическую природу габбро-амфиболитов, упоминают о наличии в них ксенолитов песчаников. Трудно даже представить себе, что именно было принято этими авторами за ксенолиты песчаников и как могли эти ксенолиты сохраниться в зоне сильнейшего динамометаморфизма, среди пород с новообразованной метаморфической тексту-

рой. Те же авторы упоминают о развитии граната в амфиболитах по пироксену и роговой обманке (чего в действительности не наблюдается — гранат вполне равновесен и синхронен с этими минералами), о будто бы всегда симметричном строении габбро-амфиболитовых зон и т. д. Н.Н. Калашникова и др. [65] упоминают о полосатых габбро (которых в разрезе вообще нет), приводят ошибочные данные о составе плагиоклаза в габбро (андезин $An_{3,6}-An_{4,8}$, тогда как в них отсутствует плагиоклаз кислее $An_{8,0}$), и в то же время ничего не говорят о присутствии в габбро оливина. Содержащиеся в указанной работе этих авторов геохимические данные, как и выводы, сделанные путем их математической обработки, вызывают недоверие (например, на с. 230 указаны средние содержания Na_2O и TiO_2 для габбро — соответственно 2,89 и 1,06%, что совершенно неправдоподобно). С.В. Москалева [112] упоминает о наличии "диаллитов" (клинопироксенитов), хотя нет даже признаков их присутствия в разрезе; очевидно, за "диаллиты" были приняты мономинеральные амфиболовые породы.

Разрез по р. Куагач внешне выглядит как совершенно постепенный переход от средне- и крупнозернистых пироповых амфиболитов, содержащих будины троктолитов и оливиновых габбро, к черным тонкосланцеватым амфиболитам и зеленым сланцам. Наиболее ясна природа верхней части разреза. Можно предполагать, что в эндоконтактной зоне Кемпирсайского массива, первоначально сложенной троктолитами и оливиновыми габбро и в меньшей степени — гипербазитами, т. е. имевшей примерно такое же строение, как описанная выше эндоконтактная зона, вскрытая в разрезе по р. Шандаше, имели место динамические явления и метаморфизм амфиболитовой ступени. В результате на месте первичных пород образовались типично метаморфические породы — пироповые амфиболиты. Преобразование габбро в пироповые амфиболиты происходило в общем изохимически — об этом свидетельствует сходство валового химического состава тех и других пород. Новообразованные амфиболиты унаследовали от троктолитов и оливиновых габбро такие характерные черты химизма, как крайняя бедность щелочами и титаном и некоторая обогащенность хромом. В недеформированных реликтовых телах габбро, сохранившихся в виде будин, в результате реакции между первичными минералами образовался тот же метаморфический парагенезис, что и в амфиболитах (амфибол-гранатовые короны вокруг выделений оливина), однако здесь, очевидно, из-за отсутствия деформации и недостатка воды полное равновесие не было достигнуто. Пластическое течение габбрового субстрата сопровождалось метаморфической дифференциацией вещества, благодаря чему возникла полосатая текстура амфиболитов, резко отличающаяся от массивной текстуры габбро.

Вывод об изохимичности преобразования габбро в пироповые амфиболиты требует пояснения. Полная изохимичность наблюдается для тех случаев, когда анализировался материал будин и материал амфиболитовой массы, непосредственно облекающей эти будины. Те же пироповые амфиболиты в некотором удалении от контакта с будинами и в промежутках между ними во многих случаях обнаруживают большие содержания Na_2O — до 2—2,5% при столь же низких, как и в габбро, содержаниях TiO_2 . Эта тенденция начинает ощущаться уже на малых, в десятки сантиметров, расстояниях от внешних границ будин и проявляется статистически. Поскольку в габбровых телах содержания Na_2O никогда не достигают этих значений, а в окружающих их пироповых амфиболитах уже наблюдается тенденция к увеличению содержания натрия, можно говорить об изохимичности метаморфизма с известными оговорками: преоб-

разование габбро совершается с заметной тенденцией к привносу натрия. В то же время нет никаких оснований предполагать, что в верхней зоне разреза присутствовал какой-то субстрат, помимо габбрового, даже, точнее, троктолитового, так как устойчивые очень малые содержания титана не свойственны никакому другому субстрату (не говоря уже о том, что этот же вывод вытекает из непосредственных наблюдений).

Амфиболиты средней части разреза не содержат габбровых будин. Однако, как отмечалось выше, по крайней мере треть мощности этой зоны составляет пачка амфиболитов, являющаяся непосредственным структурным продолжением предыдущей зоны; пироповые амфиболиты по простиранию сменяются внешне почти такими же породами, но с более железистым амфиболом, более железистым гранатом, с цоизитом, сфером. Для этой части разреза (точки 8109—8126) можно констатировать обогащение Na_2O до 2,5—2,8% (хотя довольно обычны и низкие содержания, свойственные зоне будин) и TiO_2 — до 0,5%. По-видимому, предположение о первично-габбровом составе субстрата этой части разреза наиболее правдоподобно; амфиболиты этого участка можно интерпретировать как образовавшиеся по тем же габбро, но в заметной степени изменившие свой химический состав в соответствии с тенденцией, наблюдающейся уже в первой зоне. В них сохранились еще явные черты габбрового химизма: низкое содержание титана, участки, бедные натрием, и участки, несколько обогащенные хромом.

Участок разреза от точки 8126 до зоны черных амфиболитов сложен амфиболитами того же типа, что и предыдущий. Его геохимическая особенность — явная тенденция повышения содержания титана по мере продвижения вниз по разрезу при наличии резких колебаний — от 0,5 до 1,5% TiO_2 . Здесь, как и на предыдущем участке, нет бесспорных признаков образования амфиболитов по габбро, но некоторые косвенные признаки — колебания содержания титана, довольно частое присутствие реликтового клинопироксена и, наконец, просто очевидное структурное единство всей амфиболитовой зоны средней части разреза — делают вероятным предположение о первично-габбровом составе субстрата всей этой зоны.

Быстрый переход к черным тонкосланцеватым амфиболитам сопровождается стабилизацией концентраций натрия и титана на уровне, свойственном базальтам. Породам этой зоны не свойственны (даже в виде исключения) черты габбрового химизма. Поэтому можно думать, что нижняя часть разреза образовалась по вулканогенному субстрату. Средние составы отдельных зон разреза, вычисленные по данным большого количества анализов, подтверждают этот вывод (табл. 3).

При структурном единстве в куагачском разрезе наблюдаются отчетливые асимметричные градиенты концентраций отдельных компонентов и составов минералов. Наиболее вероятный вывод, как представляется автору, заключается в том, что эндоконтактная зона Кемпирсайского массива, сложенная первоначально главным образом оливиновыми габбро, была деформирована совместно с ближайшим геологическим окружением, сложенным вулканогенным материалом. При этом происходил обмен веществом между массивом и окружением. Габбровый (троктолитовый) субстрат с его специфическим химизмом обогащался компонентами, свойственными вулканогенному окружению — натрием и титаном, причем степень приспособления к химизму "рамы" увеличивалась по мере приближения к внешнему контакту массива. Проведение границы между первично-габбровым и первично-вулканогенным субстратом (т. е. восстановление первичного контакта массива) в известной мере условно: по-видимому, такую границу, вероятнее всего, можно провести там, где

Таблица 3
Средние химические составы горных пород,
слагающих разрезы по рекам Шандаша и Куагач

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	14	25	12	11	8	48	6
SiO ₃	44,34	45,14	46,97	49,12	48,25	46,51	41,18
TiO ₂	0,13	0,17	0,47	0,86	1,07	0,40	0,08
Al ₂ O ₃	18,47	19,69	18,02	14,98	15,99	18,20	21,57
FeO'	6,46	5,84	7,14	8,72	9,61	6,82	3,25
MnO	0,08	0,06	0,06	—	—	—	0,04
MgO	14,68	12,02	10,11	8,89	8,21	10,83	14,82
CaO	10,13	11,83	12,31	12,60	11,58	12,13	11,75
K ₂ O	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,20	< 0,10	< 0,10
Na ₂ O	1,49	1,55	1,97	2,17	2,30	1,80	0,83
П.п.п.	3,47	2,78	2,05	1,43	1,76		5,39
Cr ₂ O ₃	0,098	0,075	0,062	0,034	0,045		0,16
<i>f</i>	21,1	21,8	28,7	35,5	39,5	26,6	11,3
<i>P</i> _{<i>n</i>}	77,8	77,4	69,4	61,7	61,3	71,8	88,2
<i>S</i> _{min}	0,59	0,62	0,71	0,85	0,78	0,69	0,49
<i>S</i> _{max}	0,73	0,77	0,93	1,16	1,14	0,90	0,55
Ca : Al	0,49	0,55	0,63	0,77	0,67	0,62	0,50

Примечание. 1—6 — породы Куагачского разреза: 1 — габбро из будин; 2 — амфиболиты из зоны габбровых будин; 3 — амфиболиты, слагающие пачку на простирании зоны будин (точки 8110—8125); 4 — амфиболиты средней части разреза, не содержащей габбровых будин (точки 8125—8136); 5 — черные тонкосланцеватые амфиболиты нижней части разреза (точки 8139—8151); 6 — все предположительно апогаббровые амфиболиты (группы 2, 3 и 4); 7 — троктолиты разреза по р. Шандаше.

облик амфиболитов резко меняется, — по кровле зоны черных тонкосланцеватых амфиболитов.

Оценка возможных температур метаморфизма по существующим диаграммам [122] на основании имеющихся данных (8 анализированных пар амфибол—гранат) позволяет считать, что в куагачском разрезе зафиксирован довольно резкий температурный градиент — от примерно 700—750° в верхней части разреза до 550—600° С и ниже в нижней части.

Один из главных выводов заключается в том, что пироповые амфиболиты можно уверенно рассматривать как породы, образовавшиеся при относительно высоких давлениях [45]. Это экологитоподобные породы, парагенезис которых соответствует температурам верхов амфиболитовой фации и давления не ниже 7 кбар [78]. Однако ничтожная мощность зоны и ее геологическая позиция не позволяют связывать образование пироповых амфиболитов с высоким литостатическим давлением, т. е. с большой глубиной образования. Вероятно, зона этих пород фиксирует собой локальную зону сверхдавления, возникшую в контакте габбро-гипербазитовой массы с вулканогенным окружением.

Таким образом, в описанной зоне устанавливаются достаточно отчетливые градиенты температуры, давления и концентрации, выражающиеся в закономерной смене пород и парагенезисов. Поскольку все эти градиенты асимметричны и связаны с контактом массива, есть основания предполагать, что это не был метаморфизм, наложенный на породы массива и на "раму"; скорее всего, куагачский разрез габбро-амфиболитовой зоны есть результат синкинематического метаморфизма, связанного с мощными динамическими явлениями на стыке твердого и высоконагретого тела Кемпирсайского массива с более холодным окружением (региональный фон соответствовал в лучшем случае зеленосланцевой фации).

ВЫВОДЫ

Данные по детально изученным разрезам, взятые в совокупности, позволяют более или менее определенно ответить по крайней мере на четыре из пяти главных вопросов, сформулированных в начале главы.

1. Габбро Кемпирсайского массива, представленные троктолитами и оливиновыми габбро с битовнитом и анортитом, относятся к метаморфическому типу.

2. Взаимоотношения гипербазитов и габбро обычны: во многих случаях габбро образовались по твердому гипербазитовому субстрату и, следовательно, более молоды, чем этот субстрат; мелкие тела (реликты, "скиалиты") гипербазитов в габбро подверглись перерождению и сложены новообразованной породой, синхронной и равновесной с новообразованным габбро. В других случаях такие отношения осложнены почти одновременной высокотемпературной деформацией и твердопластичным течением. Наконец, в некоторых случаях хаотический габбро-гипербазитовый комплекс представляет собой высокотемпературную тектоническую смесь без явных признаков замещения одной породы другой. Однако все эти несогласия — внутренние; гипербазиты и габбро слагают одно геологическое целое.

3. Не обнаруживается признаков существования габбро различного возраста и типа (если не считать габбро-пегматитовые жилы в габбро, по существу, синхронные с последними). Нет признаков существования и "древних габбро".

4. В габбро-амфиболитовой зоне Кемпирсайского массива присутствуют амфиболиты двух типов: амфиболиты по габбро (эндоконтактовые) и амфиболиты по вулканитам (экзоконтактовые). Как показано выше, разделение их даже в непрерывных разрезах — достаточно трудная задача; при картировании таких попыток пока даже не делалось. Гипербазиты и габбро участвуют в метаморфизме как единое геологическое тело; их метаморфические преобразования синхронны и изофациальны.

5. Вопрос о соотношении габбро-амфиболитовой зоны в целом с вулканогенно-осадочным окружением наименее ясен. Нижняя часть куагачского разреза, хотя и подстилается зелеными сланцами и зеленокаменными диабазами, недостаточно обнажена, чтобы сделать вывод о полностью непрерывном переходе от зоны сверхдавления с пироповыми амфиболитами до слабо метаморфизованного окружения. Возможно, что в этом разрезе вскрыта древняя, более глубинная и затем перемещенная контактовая зона.

Резюмируя, можно сказать, что сложная габбро-амфиболитовая зона Кемпирсайского массива в целом есть результат по крайней мере двух крупных метаморфических событий или эпох: ранней, в течение которой образовался габбро-гипербазитовый (существенно гарцбургит-троктолитовый) комплекс, и более поздней, когда эндо- и экзоконтактовые зоны массива подверглись синкинематическому метаморфизму в условиях амфиболитовой фации и частично при этом — в режиме сверхдавления. Метаморфизм сопровождался мощными динамическими явлениями, имевшими место по всей периферии массива и связанными, по-видимому, с перемещением всего массива из области генерации гипербазитов и габбро. Учитывая асимметрию метаморфического ореола, поздний метаморфизм следует связывать с тепловым воздействием твердопластичного и высоконагретого габбро-гипербазитового блока, но не с посторонним источником, каким предполагалась ранее зона глубинного разлома.

ЭПИГАББРОВЫЙ КОМПЛЕКС ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

Впервые эпигаббровский комплекс выделен при картировании в Кытлымском массиве [27, 33, 38]. В последующее время было установлено, что он в общей сложности слагает около половины Платиноносного пояса.

В пределах комплекса можно выделить две главные группы габбро: двупироксеновые габбро магматогенного типа (габбро-нориты) офитовой структуры, содержащие лабрадор, и габбро резко отличного облика и состава — обычно анортитовые, с гранобластовой структурой, такситовые или полосатые, содержащие клинопироксен и роговую обманку, реже — оливин. Было показано, что первые можно считать наиболее ранним образованием, первичным субстратом, по которому метасоматическим путем или (реже) при изохимическом метаморфизме образуются вторые. Гипербазиты встречаются в пределах эпигаббрового комплекса как исключение.

Количественные и пространственные соотношения габбро-норитов и продуктов их метаморфического и метасоматического преобразования различны в каждом конкретном случае. В одних массивах, например, в Качканарском, эпигаббровский комплекс развит совершенно незначительно, другие же сложены им почти целиком (Павдинский массив). Внутри полей комплекса офитовые габбро-нориты могут преобладать, как в Павдинском или Кумбинском массиве, или присутствуют в подчиненном количестве (Денежкин Камень). Однако на всем протяжении Платиноносного пояса общий облик комплекса и состав слагающих его пород остаются неизменными.

Главные вопросы, вытекающие из того, что известно об эпигаббровом комплексе и истории его формирования, можно сформулировать следующим образом.

1. Насколько строги доказательства, подтверждающие магматическую природу габбро-норитов?

2. Насколько обоснован вывод о метасоматической природе анортитовых габбро и о химизме метасоматического процесса, приведшего к их образованию?

3. Каковы действительные соотношения геологических тел, слагаемых эпигаббровым комплексом, с эпидунитовым комплексом Платиноносного пояса, с одной стороны, и с горными породами окружения — вулканитами, экзоконтактовыми метаморфитами и гранитоидами — с другой?

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Габбро-нориты

Кроме плагиоклаза и двух пироксенов, габбро-нориты всегда в заметном, но небольшом количестве содержат аксессуарный магнетит. В меньших количествах и далеко не всегда встречаются оливин, кварц, роговая обманка, ортоклаз, биотит, апатит. Низкотемпературные изменения в общем незначительны; их площадное развитие отмечается лишь в южной части Платиноносного пояса.

Микроструктура габбро-норитов обнаруживает все переходы — от резко выраженной офитовой до гранобластовой, количественные соотношения различных структурных типов непостоянны. В Кумбинском и Павдинском массивах преобладают типичные офитовые габбро-нориты, близкие

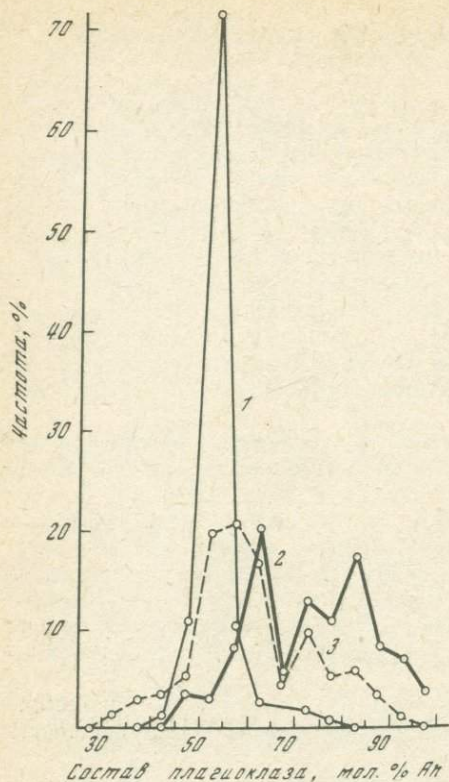


Рис. 37. Распределение плагиоклаза габбро-норитов Кытлымского и Кумбинского массивов по содержанию аортитовой молекулы

1 — нижний предел (109 иммерсионных определений); 2 — верхний предел (109 определений); 3 — кривая распределения 207 случайных определений на федоровском столике [33, с. 176]

к габбро-долеритам; в Кытлымском и других массивах более обычные различия с переходной структурой, сохраняющей реликты офитовой. Типично гранобластовые габбро-нориты встречаются обычно в зонах перехода к такситовым и полосатым аортитовым габбро. Текстурные неоднородности в виде такситовых и полосатых текстур, лейкократовые, меланократовые, рудные сегрегации и участки пегматоидного строения габбро-норитам не свойственны. Различия с резко выраженной офитовой структурой чаще всего массивны; в различиях с переходной структурой обычно трахитоидность, выражающаяся в субпараллельной ориентировке табличек плагиоклаза.

С постоянством вещественного состава габбро-норитов связана малая дисперсия их физических свойств: плотность колеблется в пределах $2,9-3,0 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость — в пределах $6000-8000 \times 10^{-6}$ ед. СГС.

Плагиоклаз в различиях с офитовой структурой образует зерна, резко идиоморфные по отношению к фемическим минералам, удлиненные, таблитчатого облика, часто зональные. В различиях с переходной структурой такие выделения цементируются или корродируются агрегатом более мелких, изометричных, незональных зерен, местами приобретающих типичный полигональный облик. Количество гранобластового плагиоклаза увеличивается в зонах перехода к аортитовым габбро; часто в таких зонах весь плагиоклаз имеет гранобластовый облик и лишен зональности. В габбро-норитах северо-восточной части Кытлымского массива встречаются крупные, в 5–10 раз крупнее зерен матрицы, зональные выделения плагиоклаза, обычно сосюритизированные в центральной части. Такие выделения распределены в породе неравномерно, не обнаруживают связи ни друг с другом, ни с зонами метасоматических изменений и, могут рассматриваться как магматические порфиоровые вкрапления.

Валовой состав плагиоклаза в подавляющем большинстве случаев соответствует лабрадору $An_{50}-An_{60}$. Более основной плагиоклаз свойствен габбро-норитам из зон перехода к аортитовым габбро. Данные многочисленных оптических определений позволяют заключить, что для всей

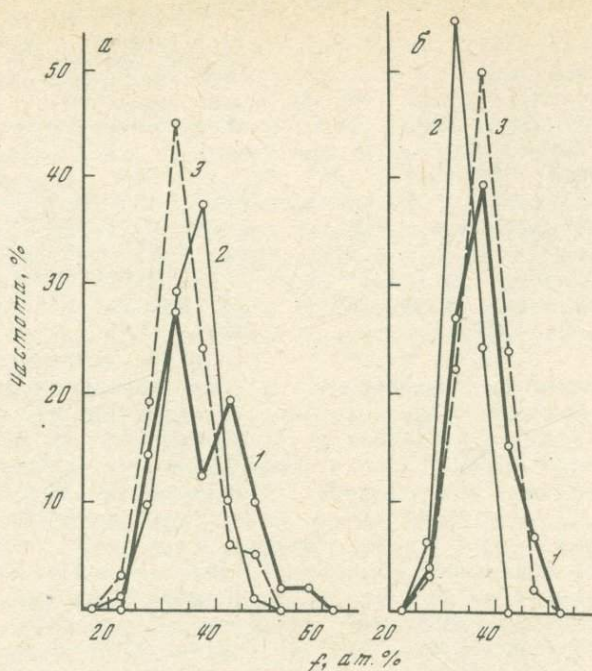


Рис. 38. Графики распределения авгита (а) и гиперстена (б) из габбро-норитов Кытлымского и Кумбинского массивов (оптические определения) по железистости 1 — верхний предел (авгит — 85, гиперстен — 57 определений); 2 — нижний предел (соответственно 87 и 28); 3 — график распределения усредненных определений для Кытлымского массива [33, с. 182]

габбро-норитовой группы характерна низкая степень равновесности плагиоклаза, причем нижний предел состава выражен достаточно определенно — это область лабрадора An_{50} , верхний же предел колеблется в довольно широком диапазоне — от An_{60} — An_{65} до An_{80} — An_{85} (рис. 37). Офитовым габбро-норитам свойственна средняя степень равновесности, наиболее неравновесен плагиоклаз в габбро-норитах с переходной структурой, гранобластовые же габбро-нориты содержат плагиоклаз с высокой степенью равновесности. В офитовых габбро-норитах плагиоклаз имеет обычно прямую зональность, в разностях с переходными структурами не представляют редкости обратная и неправильная зональности.

Клинопироксен и ортопироксен образуют зернистые сростания, а также взаимные прорастания, иногда очень тонкие, которые можно рассматривать как продукт распада твердых растворов. Клинопироксен, обычно зеленоватый в шлифе, относится к авгиту с 35—38 мол.% волластонита; ортопироксен — гиперстен, реже — железистый бронзит [33]. По данным многочисленных оптических определений, статистический максимум железистости авгита находится в области 30—40, гиперстена — в области 35—45 ат.% (рис. 38).

Магнетит встречается только в виде аксессуарной вкрапленности (обычно не выше 5 вес.%); при появлении роговой обманки, биотита и низкотемпературных фемических минералов количество его необратимо уменьшается. Содержание TiO_2 в нем иногда достигает 10—12 вес.%, большей частью колеблясь в пределах 4—5 вес.%; содержание V_2O_5 достигает 1,6 и, как правило, не опускается ниже 1 вес.%. Этими особенностями маг-

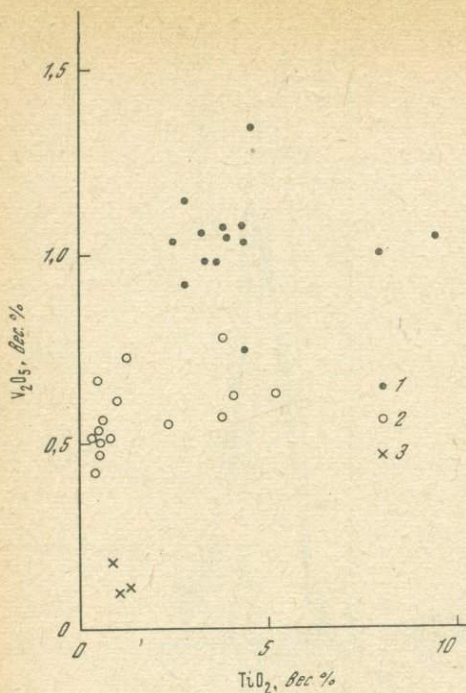


Рис. 39. Содержание титана и ванадия в аксессуарном магнетите габбро-норитов в сравнении с другими породами Платиноносного пояса

1 — габбро-нориты; 2 — серебрянские габбро; 3 — роговики динамотермального ореола

нетит габбро-норитов достаточно резко отличается от аксессуарного магнетита из всех других пород Платиноносного пояса и из рудных скоплений в них (рис. 39).

Оливин встречается довольно редко, образуя разобщенные зерна округлых очертаний; железистость его, по данным оптических определений, колеблется в пределах 25—50 ат. %.

Кварц встречается в общем довольно часто, но в небольших количествах, в виде резко ксеноморфных по отношению ко всем другим силикатам выделений, часто обнаруживающих общую оптическую ориентировку. Во

многих случаях кварц обнаруживает признаки эпигенетичности по отношению к плагиоклазу и пироксенам.

Биотит в тех случаях, когда количество его невелико, развивается по магнетиту, образуя ореолы вокруг его выделений. Иногда биотит наблюдается в повышенных количествах и образует обильные и крупные, до 2—3 см в поперечнике, порфириобласты в виде скелетных чешуек, замещающих все другие минералы и содержащие их разобщенные реликты.

Ортоклаз встречается реже, чем биотит, однако в некоторых массивах установлено широкое развитие ортоклазсодержащих (монцитоподобных) габбро-норитов. В большинстве случаев его количество не превышает 2—3% — это мелкие ксеноморфные выделения между таблицами плагиоклаза. Он корродирует плагиоклаз и расчленяет зерна последнего на части, сохраняющие общее двойниковое строение [29]. Ортоклаз свеж, оптически обычно совершенно однороден; оптические и химические данные позволяют отнести его, по терминологии А.С. Марфунина [102], к высокому или промежуточному ортоклазу со степенью триклинности 0—0,5.

Роговая обманка, буроватая или зеленая, с железистостью 35—50 ат. %, появляется в габбро-норитах как продукт водного метаморфизма или метасоматоза. Она развивается по пироксенам в виде тонких каемок, прорастаний и пятен. При значительном развитии роговой обманки замещению подвергается и магнетит, сохраняющийся в ее новообразованных выделениях в виде корродированных реликтов.

Данные химических анализов габбро-норитов различного типа были опубликованы ранее [29, 33].

Внутренние неоднородности в габбро-норитах

Лабрадоровые анортозиты. В однородных габбро-норитах изредка наблюдаются неправильно-линзовидные, иногда жилородные участки чисто плагиоклазового состава. Составляя с габбро-норитами одно структурное целое, они в то же время могут обнаруживать признаки более позднего образования, пересекая под различными углами намечающуюся параллельную текстуру пород [33, с. 188—189]. Степень резкости границ при этом может быть самой различной. В отличие от анортозитов анортозитов, распространенных в габбро других ассоциаций, описываемые анортозиты состоят из лабрадора $An_{55}-An_{70}$, т.е. такого же, как в окружающих габбро-норитах, и часто такого же "облачного". Плагиоклаз образует удлиненные, часто субпараллельно ориентированные таблички, иногда пятнисто-зональные. Примесь магнетита и фемических минералов незначительна.

Мелкозернистые включения. В габбро-норитах не представляют редкости участки, отличающиеся мелкозернистым строением. Очертания их разнообразны — чаще всего это более или менее округлые обособления в среднезернистой массе, реже — линзообразные, иногда субпараллельно ориентированные включения. Размеры их в большинстве случаев невелики — до 20—30 см; в редких случаях отмечаются тела гораздо более крупного размера, до нескольких десятков и сотен метров, сложенные тем же мелкозернистым материалом и занимающие изолированное положение среди полей габбро-норитов.

В Денежкинском массиве мелкозернистые включения наблюдались в габбро-норитах Журавлева Камня и в береговых обнажениях по р. Сосьва. Они имеют мелкозернистую гранобластовую структуру и состав двупироксенового роговика: плагиоклаз $An_{45}-An_{55}$, орто- и клинопироксен, акцессорный магнетит. Включения отмечены как в массивных, так и в трахитоидных габбро-норитах; в последнем случае параллельная текстура породы огибает включения массивного сложения.

В Кумбинском массиве включения мелкозернистых пироксен-плагиоклазовых пород впервые описаны Е.В. Свешниковой [141]. Они рассматривались ею как ксенолиты роговиков, а другие — как ксенолиты мелкозернистого габбро "ранней субфазы". Многочисленные блоки мелкозернистых пород, имеющих состав двупироксеновых роговиков или роговиков с зеленым клинопироксеном, наблюдались в разрезе габбро-норитового поля по юго-западному отрогу Золотого Камня. Здесь (см. рис. 66) среди ортоклазсодержащих габбро-норитов с резко выраженной офитовой структурой находятся изолированные блоки величиной до нескольких метров, состав которых, как правило, вполне идентичен составу габбро-норитов, но структура всегда мелкозернистая, гранобластовая, иногда порфириовидная. Некоторые из этих блоков имеют состав роговика с зеленым клинопироксеном. Состав плагиоклаза и железистость пироксенов колеблются примерно в тех же пределах, что и в габбро-норитах.

В Кытлымском массиве наибольшее количество мелкозернистых включений содержат габбро-нориты Валенторской структуры [33, с. 230—234].

В Павдинском массиве мелкие включения, имеющие, как правило, мелкозернистую гранобластовую структуру и двупироксен-плагиоклазовый состав, наблюдаются в габбро-норитах довольно часто. В пос. Павда, в береговых выходах ниже плотины, на протяжении около 400 м вскрыта зона, сложенная двупироксеновыми роговиками, местами из-

мененными низкотемпературными процессами, которая, по-видимому, представляет собой такое же крупное изолированное тело среди габбро-норитов, какое обнаружено в верховьях р. Лягушки в Кытлымском массиве [33, с. 232]. Роговики содержат многочисленные инъекции габбро-подобного облика, имеющие состав габбро-норита.

В Баранчинском, Тагильском и Ревдинском массивах мелкозернистые включения среди габбро-норитов также обычны. В этих массивах, особенно в двух последних, вмещающая порода и включения часто изменены процессами амфиболитизации и зеленокаменного перерождения. В Тагильском массиве, в выработках под водосливной плотиной Верхне-Выйского пруда, наблюдалась зона брекчий, в которой округлые и линзовидные, с явными следами пластической деформации мелкозернистые включения сцементированы кварцсодержащим амфиболитизированным габбро-норитом. Размер включений — от нескольких сантиметров до 3—5 м; мелкие включения сложены двупироксеновым роговиком, в центральных же частях наиболее крупных обнаружены явные реликты структуры диабазов.

Таким образом, мелкозернистые включения, имеющие, как правило, состав двупироксенового роговика, являются универсальной и специфической особенностью габбро-норитов Платиноносного пояса. Их изолированное положение в габбро-норитах, в некоторых случаях как будто бы явная обломочная форма и иногда (правда, крайне редко) реликты вулканических структур не противоречат ранее высказанному предположению о том, что это блоки вмещающих вулканитов, захваченные габбро-норитовой магмой и перекристаллизованные [25, 26]. В том виде, в каком мы можем их наблюдать, они, по-видимому, за редкими исключениями (роговики с зеленым клинопироксеном в габбро-норитах Кумбы), вполне равновесны с вмещающим их габбро-норитом и вместе с ним претерпевают все позднейшие преобразования.

Оливиновые габбро среди габбро-норитов

Оливиновые габбро, встречающиеся среди габбро-норитов, — породы довольно разнообразного облика: от меланократовых до лейкократовых, часто с хорошо выраженными такситовыми и полосатыми текстурами; отдельные линзы, прослои и жилообразные тела в них могут иметь состав анортитового анортозита. Структура оливиновых габбро, как правило, резко выраженная гранобластовая; обычно они ассоциируют с габбро-норитами гранобластовой, реже — переходной структуры. Главные минералы — плагиоклаз (основной битовнит — анортит), клинопироксен, оливин. В переменных количествах содержится магнетит; встречаются зеленая шпинель и роговая обманка. Средняя железистость фемических минералов ниже, чем в габбро-норитах, — около 25 ат. %.

Жильные породы в габбро-норитах

В габбро-норитах встречаются жилы четырех типов: мелкозернистые пироксен- или амфибол-плагиоклазовые (микрогаббровые), грубо- или гигантозернистые, обычно амфибол-плагиоклазовые (габбро-пегматитовые), жилы диабазов и диабазовых порфиритов и, наконец, гранитоидные жилы. Жилы первых двух типов не встречаются за пределами внешних контактов массивов.

Микрогаббро. По минеральному составу в этой группе могут быть выделены микрогаббро-нориты, амфибол-пироксеновые и амфиболо-

вые микрогаббро. Всем этим породам свойственны гранобластовые структуры, неотличимые от структур роговиков.

Микрогаббро-нориты — светло-серые мелкозернистые породы — образуют обычно прямолинейные жилы с довольно резкими контактами, секущие трахитоидность габбро-норитов. Иногда, гораздо реже, наблюдаются согласные с трахитоидностью маломощные прослои и линзы такого же состава, обнаруживающие постепенные переходы к габбро-нориту. Плаггиоклаз состава от An_{70} до An_{35} (обычно $An_{50}-An_{60}$), орто- и клинопироксен образуют гранобластовый агрегат; постоянно присутствует магнетит, иногда встречаются кварц и биотит.

Амфибол-пироксеновые и амфиболовые микрогаббро наиболее обычны. Это мелкозернистые, иногда порфиоровидные породы темно-серого цвета. В мощных жилах можно заметить увеличение размера зерна и количества порфиоровидных выделений плаггиоклаза по направлению к центральной части жилы; иногда наблюдается очень тонкая полосчатость, параллельная контактам. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 3—4 м. Контакты, как правило, резкие, чаще прямолинейные. Мелкозернистая порода, неотличимая от жильных микрогаббро, слагает также согласные с трахитоидностью габбро-норитов прослои без резких границ, а также образуется при перекристаллизации габбро-норита в локальных зонах пластических деформаций. Микрогаббро содержат плаггиоклаз неустойчивого состава — от An_{45} до An_{90} , бурую или зеленую роговую обманку, диопсид и магнетит.

Габбро-пегматиты. В габбро-норитах не обнаружены пегматиты, которые были бы их химическим или минералогическим эквивалентом, однако довольно обычны (в зонах перехода к анортитовым габбро серебрянского типа) роговообманковые габбро-пегматиты, образующие секущие жилы с резкими и постепенными контактами, содержащие в различной степени измененные включения вмещающей породы. Мощность жил обычно не превышает 1 м.

Жильный роговообманковый пегматит — грубо- или гигантозернистая порода, существенно состоящая из обыкновенной роговой обманки с железистостью 40—45 ат.% и плаггиоклаза $An_{70}-An_{90}$. Хорошо образованные длиннопризматические кристаллы роговой обманки достигают в длину 15—20 см и более. В переменных количествах присутствует магнетит, иногда наблюдается апатит. Количественные соотношения плаггиоклаза и роговой обманки варьируют в самых широких пределах, в связи с чем наблюдаются все переходы к горнблендитам и анортитовым анортозитам.

Вокруг жил наблюдаются каймы экзоконтактных изменений, ширина которых может быть в несколько раз большей, чем мощность самой жилы. В непосредственном контакте с жилами габбро-норит превращается в амфиболовое габбро с анортитом. Детальное изучение этих явлений [33, с. 194—198; 60] позволило установить, что превращение габбро-норита в амфиболовое габбро сопровождается выносом щелочей и Si, приносом Ca, Mg и Fe. Происходит, таким образом, *базификация* габбро-норита с образованием на его месте другой габброидной породы, отличающейся более основным химическим составом, близким к составу оливинового габбро, парагенезисом минералов, структурой и текстурой. Сами же жилы роговообманково-анортитового габбро-пегматита с полным основанием можно рассматривать как продукт инфильтрационно-го замещения габбро-норита в зонах повышенной проницаемости при воздействии агента, приносившего указанные компоненты.

Диабазы. Жилы магматического типа, сложенные диабазами и диаба-

зовыми порфиритами в одних массивах, как, например, в Кытлымском, представляют собой большую редкость, в других (Денежкинский, Кумбинский, Павдинский массивы) — более многочисленны и кое-где даже обильны. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 8—10 м. Контакты, как правило, резкие, отчетливые. Наблюдаются прекрасно выраженные каймы закалки, отличающиеся тонкозернистостью и отсутствием порфириковых выделений. Ширина закаленной каймы в мощных жилах достигает 20—30 см. В участках, не затронутых вторичными изменениями, закаленная кайма сложена разложенным стеклом, содержащим микролиты и иногда вкрапленники плагиоклаза. Основная масса породы центральных частей жил сложена зональными таблитчатыми зернами плагиоклаза, в различной степени амфиболлизированным клинопироксеном, рудным минералом и иногда кварцем и биотитом в небольшом количестве. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом и реже — клинопироксеном. Структура породы обычно офитовая.

Габбро серебрянского типа

Амфибол-пироксеновые и амфиболовые габбро, в наиболее типичном виде слагающие Серебрянскую ассоциацию в Кытлымском массиве, — обычно крупно- и грубозернистые породы, состоящие из переменных количеств свежего полупрозрачного плагиоклаза, черной роговой обманки, темно-зеленого клинопироксена и магнетита. Обычны такситовые и полосатые текстуры, сгустки, шлиры и прослои состава пироксенита, амфибол-пироксеновой породы, горнblendита, анортозита, а также скопления магнетита. Структура, как правило, отчетливо выраженная гранобластовая; реже короткие толстые таблички плагиоклаза проявляют некоторый идиоморфизм по отношению к роговой обманке. Разности, обогащенные магнетитом, имеют сидеронитовую структуру.

Э. Гофман [194], впервые проанализировавший плагиоклаз из габбро Серебрянского Камня, назвал их "анортитовыми диоритами". Позднее С.А. Кашиным [70] плагиоклаз этих пород был определен как лабрадор Al_{54} , а О.А. Воробьевой и др. [16, с. 196] — как битовнит Al_{74} — Al_{80} . Эти данные недостаточно точны. Большой аналитический материал (рис. 40) устанавливает весьма основной, анортитовый состав плагиоклаза в этих габбро. Двойниковое строение выражено очень хорошо; двойники обычно альбитовые и периклиновые, редко встречается двойникование по другим законам. Вторичные изменения слабы, часто отсутствуют или выражаются в незначительной сосюритизации преимущественно в контактах с рудным минералом и роговой обманкой. Сколько-нибудь правильная зональность не обнаружена.

Плагиоклаз имеет высокую степень равновесности; разница между верхним и нижним пределами состава обычно не превышает 10% анортитовой молекулы. Как правило (это хорошо видно на детальном разрезе, которые будут описаны ниже), образцы, обнаруживающие большую разницу, обычно тяготеют к переходным зонам между габбро-норитами и серебрянскими габбро. Валовой состав плагиоклаза обнаруживает также большое постоянство, соответствуя анортиту Al_{90} с очень небольшими отклонениями в ту и другую сторону. Данные химических анализов хорошо согласуются с данными оптических определений.

Клинопироксен диопсидового ряда, бледно-зеленый в шлифе, в большинстве случаев, по химическим и оптическим данным, соответствует салиту с железистостью около 25—30 ат.ион (Прил., табл. VIII). Угол $2V$ колеблется в пределах 55—60°. Иммерсионные определения подчер-

Рис. 40. Распределение плагиоклаза амфибол-диопсидовых габбро серебрянского типа по содержанию аноритовой молекулы

1 — верхний предел (180 иммерсионных определений); 2 — нижний предел (180 определений); 3 — кривая распределения 162 случайных определений на федоровском столике [33, с. 207]

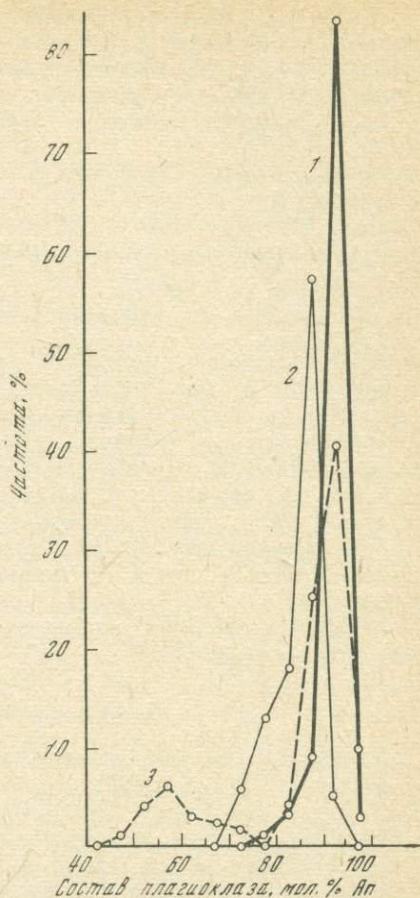
кивают постоянство состава пироксена. Статистический максимум железистости, устанавливаемой оптическим методом (30–40%), по-видимому, несколько выше действительной железистости. Клинопироксен габброидов серебрянского типа всегда исключительно чист, прозрачен, оптически однороден, не содержит вростков других минералов и не обнаруживает структур распада.

Роговая обманка развивается по клинопироксену и содержит реликты последнего. Плеохроизм в проходящем свете: по N_g — густо-зеленые, по N_p — светло-зеленые или желто-зеленые тона. По данным химических анализов, она может быть отнесена к обыкновенной роговой обманке с железистостью от 30 до 45 ат.% (Прил. табл. IX). Статистический максимум железистости, по оптическим данным, находится в области 35–50 ат.%, что не противоречит данным химического анализа.

Магнетит образует иногда довольно значительные скопления в виде богатой вкрапленности, шлиров и полос мощностью до 10–15 см. Амфибол-пироксеновые габбро, обогащенные магнетитом, имеют сидеронитовую структуру; при увеличении количества роговой обманки, т.е. при переходе к амфиболовым габбро, сидеронитовые выделения замещаются роговой обманкой, а титаномагнетит остается в зернах последней в виде округлых корродированных реликтов. В лейкократовых габбро и в анортитах сидеронитовый титаномагнетит цементирует зерна анортита. По содержанию титана аксессуарный титаномагнетит из габбро и сплошной из шлиров в этих же габбро различаются довольно резко: первый содержит всего 0,5–1,0, второй — 2–4 вес.% TiO_2 . Содержание V_2O_5 , как правило, не превышает 0,6 вес.%.

Зеленая шпатель встречается лишь в обогащенных титаномагнетитом разновидностях габбро и в шлирах сплошного титаномагнетита, образуя с ним сростания.

Апатит в виде коротких гексагональных призмочек в общем встре-



чается редко, но иногда наблюдается в повышенных количествах. Наиболее часто он встречается в зонах перехода к габбро-норитам.

Сульфиды меди, главным образом, борнит и халькопирит, не представляют редкости. В Кытлымском массиве наиболее крупные их скопления находятся в меридиональной полосе длиной около 4 км, протягивающейся несколько западнее главной вершины Серебрянского Камня. Здесь известны небольшие месторождения, разрабатывавшиеся в XVIII в.

Химический состав серебрянских габбро [33] достаточно своеобразен. Они столь же богаты кальцием, как тылаиты, но содержат в среднем больше железа и меньше магния. По степени насыщения нормативной фемической части кремнеземом они соответствуют оливиновым габбро.

Анортитовые анортозиты

Анортозиты, слагающие в габбро серебрянского типа согласные прослои, секущие жилы и тела неправильной формы мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров, представляют собой средне- или крупнозернистые породы, состоящие из анортита того же состава, что и в габбро, незначительной примеси клинопироксена и роговой обманки, магнетита и в редких случаях — апатита и цоизита по плагиоклазу. Микроструктура анортозитов — резко выраженная гранобластовая, близкая, по-видимому, к идеально равновесной. Серебрянские анортозиты, отличающиеся выдержанностью состава и отсутствием вторичных изменений, могут быть использованы в качестве высокоглиноземистого сырья, в частности для производства специальных сортов стекла как дешевый заменитель синтетического глинозема [47].

Бесполовошпатовые породы

Диоксидовые, диоксид-роговообманковые и роговообманковые породы встречаются среди габбро серебрянского типа довольно часто и связаны с ними, как правило, постепенными переходами. Тела их невелики по размерам — обычно это сгустки или шпирообразные тела мощностью в несколько сантиметров, редко — в несколько метров. Они состоят из бледно-зеленого диоксидового пироксена, в той или иной степени замещенного роговой обманкой того же состава, что и в габбро. Нередко они обогащены сидеронитовой вкрапленностью магнетита. В зонах сульфидного оруденения к горнblendитам, как правило, приурочены наиболее крупные скопления сульфидов меди.

Жильные породы в габбро серебрянского типа

Жилы сложены почти исключительно габбро-пегматитами и анортозитами; крайне редко встречаются микрогаббровые, диабазовые и плагиапитовые жилы.

Габбро-пегматиты состоят из плагиоклаза — основного битовнита или анортита и роговой обманки того же состава, что и в габбро, в самых различных количественных соотношениях. Местами присутствует примесь магнетита, апатита, сульфидов меди; вторичные изменения в общем незначительны. Плагиоклаз образует гигантозернистый агрегат изометричных зерен, достигающих 5–10 см в поперечнике; индивиды роговой обманки достигают 0,5 м и более в длину. В центральной части

поля серебрянских габбро в Кытлымском массиве встречаются жилы, сложенные гигантозернистым агрегатом анортита и диопсида.

Анортозиты слагают зоны в пегматитовых жилах, их апофизы и самостоятельные жилы разной мощности. В отличие от габбро-пегматитов эти породы обычно средне- или крупнозернисты. Они состоят из анортита с незначительной примесью роговой обманки, магнетита, редко — апатита.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ

Разрез поля габбро-норитов Кумбинского массива

Разрез большого поля габбро-норитов в южной части Кумбинского массива изучен вдоль скалистого отрога, отходящего от хребта Золотого Камня в юго-западном направлении. Протяженность разреза 3200 м, он пересекает все поле габбро-норитов, захватывая зону контактовых пироксен-плагиоклазовых роговиков, окаймляющую массив с юга, и край поля оливиновых габбро, слагающих хребет Кумба — Золотой Камень (рис. 41). Линия разреза располагается вкrest простирания параллельных поверхностей падают круто: в роговиковой зоне тонкая полосчатость имеет вертикальное падение, трахитоидная текстура габбро-норитов, плохо выраженная, падает почти отвесно, с небольшим отклонением от вертикали к северо-востоку, полосчатость в оливиновых габбро направлена таким же образом.

Роговиковая зона, мощность которой составляет по меньшей мере 300—400 м, выражена в рельефе в виде узкого невысокого хребта почти широтного простирания. Начальная точка разреза находится на вершине этого хребта. Далее роговики следуют по разрезу непрерывно на протяжении 125 м. Это массивные и тонкополосчатые породы, под микроскопом представляющие собой мелкозернистый гранобластовый агрегат плагиоклаза и клинопироксена с примесью биотита, магнетита и продуктов разложения плагиоклаза. Клинопироксен, имеющий в проходящем свете окраску от зеленоватой до интенсивно-зеленой, характерен только для роговиков и не встречается в габбро. Кроме роговиков с зеленым клинопироксеном, встречаются двупироксеновые разности. О.А. Воробьевой и др. [16] экзоконтактовая зона роговиков отнесена к габбро.

Непосредственный контакт роговиков и габбро-норитов не обнажен; расстояние между крайними выходами тех и других составляет несколько десятков метров. Приконтактные габбро-нориты обнаруживают следы перекристаллизации; местами гранобластовый агрегат пироксенов и плагиоклаза затушевывает первичную офитовую структуру. Чуть дальше от контакта габбро-нориты приобретают свой типичный облик; кое-где в них наблюдаются небольшие включения роговиков.

Далее по разрезу на протяжении 2,5 км следуют однообразные среднезернистые светло-серые габбро-нориты с резко выраженной офитовой структурой. Офитовые выделения плагиоклаза часто зональны; гранобластовые скопления плагиоклаза не наблюдаются. В нескольких точках разреза встречены включения роговиков с зеленым клинопироксеном, подобных роговикам экзоконтакта.

Почти на всем протяжении габбро-норитовой части разреза в габбро-норитах отмечаются проявления процесса калиевого метасоматоза, выражающиеся в появлении небольших количеств ортоклаза и в относительно более широком развитии биотита.

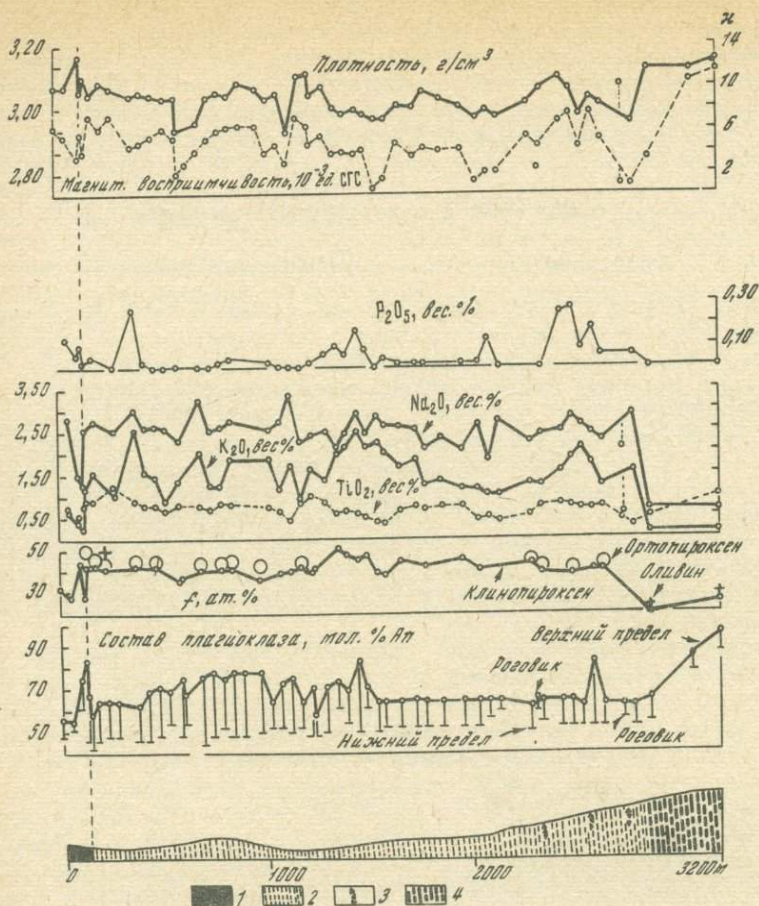


Рис. 41. Детальный разрез поля габбро-норитов Кумбинского массива по юго-восточному отрогу Золотого Камня
 1 — пироксен-плагиоклазовые роговики экзоконтакта; 2 — олитовые габбро-нориты; 3 — зоны включений роговики в габбро-норитах; 4 — оливиновые габбро-

Ортоклаз содержится в габбро-норитах, затронутых этим процессом, в количестве не более 3–5%, образуя мелкие ксеноморфные выделения между крупными таблицами плагиоклаза. Его выделения как бы разъедают плагиоклаз, расчлняя зерна последнего на части, сохраняющие общее двойниковое строение. Биотит явно эпигенетичен по отношению ко всем другим минералам. Местами он образует обильные крупные скелетные порфиробласты, замещающие все другие минералы, в том числе и плагиоклаз, и содержащие их реликты.

Калиевый метасоматоз, по-видимому, сопровождается также появлением кварца, формы выделений которого аналогичны таковым ортоклаза. Местами развитие биотита и ортоклаза как будто бы связано с появлением первых выделений сидеронитового титаномагнетита; большая часть выделений этого минерала в габбро-норитах разреза имеет идиоморфный облик, и появление единичных сидеронитовых выделений, разъедающих силикаты, хорошо заметно.

Последние 400 м разреза — западный склон гребня Золотого Камня — сложены оливиновыми габбро. Это породы гранобластовой структуры, состоящие из переменных количеств анортита, клинопироксена, оливина и магнетита, часто полосатые.

Приводимые графики состава плагиоклаза, фемических минералов, содержаний Na_2O , K_2O , TiO_2 и P_2O_5 , а также физических свойств пород по разрезу позволяют достаточно четко разграничить зоны роговиков, габбро-норитов и оливиновых габбро. По составу плагиоклаза роговиковая зона в общем подобна габбро-норитовой, но степень равновесности плагиоклаза при том же лабрадором его составе в роговиках заметно выше. Зона оливиновых габбро с битовнит-анортитовым плагиоклазом резко отличается от габбро-норитовой зоны. Внутри последней наблюдается довольно сложная картина: при лабрадором валовом составе плагиоклаза степень равновесности его в восточной части разреза, т.е. ближе к центральной части массива, заметно выше. Наиболее высокая степень равновесности отмечается во включениях роговиков. В западной части разреза плагиоклаз чаще бывает зональным и зональность его лучше выражена, чем в восточной. Причины этого не вполне ясны, но создается впечатление, что восточная часть разреза претерпела процесс некоторого выравнивания состава зональных кристаллов, не сопровождавшийся заметной перекристаллизацией или появлением гранобластового плагиоклаза.

В одной из точек разреза наблюдалась серия диабазовых жил с закаленными контактами; резко зональный плагиоклаз из жильной породы обнаружил очень низкую степень равновесности: от An_{30} до An_{90} .

Фемические минералы в габбро-норитах заметно более железисты, чем в роговиковой зоне и в зоне оливиновых габбро; отношение железистости орто- и клинопироксена большей частью близко к единице.

Исходя из предположения, что состав штурфных проб достаточно представителен для участков, находящихся между точками опробования, были вычислены средневзвешенные содержания Na_2O , K_2O и TiO_2 , равные соответственно 2,69; 0,63 и 0,74 вес. %.

Плотность и магнитная восприимчивость габбро-норитов колеблются в небольших пределах вокруг $2,95 \text{ г/см}^3$ для плотности и 6000×10^{-6} ед. СГС для магнитной восприимчивости. "Провалы" этих графиков ниже средних значений, наиболее частые в средней части разреза, связаны с развитием здесь довольно мощных зон низкотемпературного (зеленокаменного) перерождения габбро-норитов, сопровождающегося замещением пироксенов и магнетита актинолитом. Обе характеристики возрастают с переходом к зоне оливиновых габбро.

Разрез габбро-норитового поля Кытлымского массива

В Кытлымском массиве изучен разрез в пределах большого поля габбро-норитов в северо-восточной части массива (Валенторская структура) протяженностью 3700 м по скальному гребню на левобережье р. Лягушки, впадающей в р. Какву. Весь разрез, кроме 250-метрового участка (точки 8816—8819 в середине разреза), сложен в высшей степени однообразными пепельно-серыми трахитоидными габбро-норитами. Трахитоидность круто падает на юг (рис. 42). Структура габбро-норитов — переходного типа; под микроскопом офитовые выделения плагиоклаза, часто зональные, оказываются в той или иной степени замещенными новообразованным незональным гранобластовым плагиоклазом. Послед-

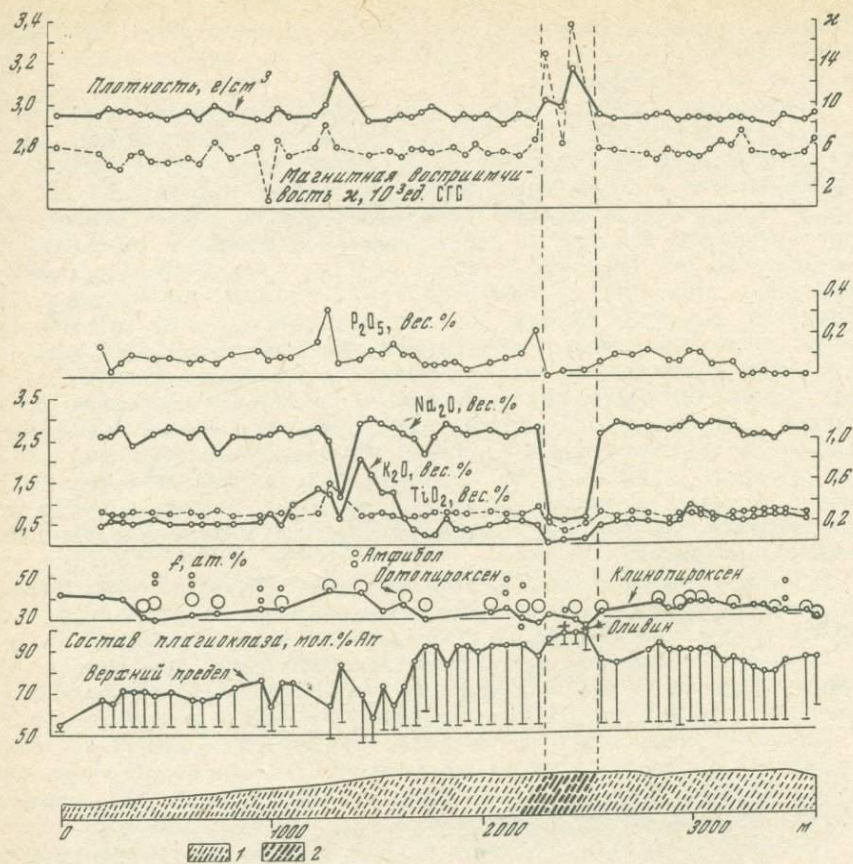


Рис. 42. Детальный разрез поля габбро-норитов Кытлымского массива. Левобережье р. Лагушки

1 — трахитоидные габбро-нориты со структурой от офитовой до субофитовой, реже гранобластовой; 2 — полосатые оливиновые габбро

ний присутствует в различных количествах: от небольших скоплений до таких, которые составляют уже главную массу плагиоклаза и содержат лишь реликты офитовых выделений. Феррические минералы — авгит и гиперстен — исключительно свежи, амфиболизация крайне незначительна и в большинстве случаев вообще отсутствует. На всем протяжении разреза в небольших масштабах наблюдаются явления калиевого метасоматоза, выражающиеся в развитии чешуек и порфиробластов эпигенетического биотита. Развитие биотита сопровождается появлением ксеноморфного кварца и мелких выделений сидеронитового магнетита, разьедающих плагиоклаз и пироксен. Главная масса магнетита образует равномерную вкрапленность идиоморфных кристаллов. Ортоклаз не обнаружен.

В средней части разреза наблюдается 250-метровый прослой оливиновых габбро, залегающий совершенно согласно с трахитоидностью в окружающих его габбро-норитах. Слагающие его породы резко отличаются от габбро-норитов: это типичные полосатые оливиновые габбро с

чередованием прослоев контрастного облика — от габбровых, лейко- и меланократовых до анортозитовых.

Интересны особенности изменения состава плагиоклаза по разрезу. Нижний предел состава плагиоклаза в габбро-норитах почти всюду постоянен и находится в области лабрадора An_{55} , верхний же ведет себя своеобразно. В западной и крайней восточной частях разреза он находится на уровне, типичном для этих пород, — An_{70} — An_{80} , но по мере приближения к прослою оливинового габбро возрастает, доходя до An_{90} и выше. Частое опробование исключает здесь возможность случайных отклонений, поэтому тенденция повышения верхнего предела кажется вполне очевидной. Оливиновые габбро, как обычно, содержат плагиоклаз с высокой степенью равновесности, по валовому составу соответствующий анортиту.

При изучении пород разреза под микроскопом можно заметить явную тенденцию увеличения количества гранобластового плагиоклаза по мере приближения к прослою оливинового габбро. Сами оливиновые габбро обнаруживают прекрасно выраженную гранобластовую структуру агрегата анортита, клинопироксена, оливина и иногда ортопироксена. Таким образом, вокруг прослоя гранобластовых габбро в офитовых устанавливается мощная, в сотни метров, оторочка пород с переходной структурой и переходным составом плагиоклаза. На графиках содержаний Na_2O , K_2O и TiO_2 зона оливиновых габбро также выделяется предельно резко.

Железистость фемических минералов в габбро-норитах находится примерно на том же уровне, что и в разрезе Золотого Камня, изменяясь большей частью в пределах 30—40 ат.%. В оливиновых габбро наблюдается тенденция к понижению железистости до 20—30 ат.%, исчезают взаимные тонкие прорастания и структуры распада в пироксенах.

Контраст между габбро-норитами и гранобластовыми оливиновыми габбро наглядно проявляется на графиках физических характеристик. Плотность габбро-норитов незначительно колеблется вокруг преобладающего значения 2,95; график плотности в этих породах местами представляет собой почти прямую линию. То же можно сказать и о магнитной восприимчивости, колеблющейся между 5000 и 6000 $\times 10^{-6}$ ед. СГС. Единственный "провал" магнитного графика легко объясняется: здесь фемические минералы и магнетит замещаются тонковолокнистым амфиболом. Резкий "всплеск" физических характеристик происходит на участке разреза, сложенном оливиновыми габбро, — увеличиваются плотность и магнитная восприимчивость и одновременно диапазон их колебаний. Объяснение достаточно просто: этим породам свойственно непостоянство количественных соотношений анортита, фемических силикатов и магнетита.

Для этого разреза, так же как и для предыдущего, были вычислены средневзвешенные содержания Na_2O , K_2O и TiO_2 (соответственно 2,59; 0,20 и 0,74 вес.%).

Разрезы габбро-норитового поля Павдинского массива

Два изученных разреза габбро-норитового поля Павдинского массива интересны тем, что в них перемежаются габбро-нориты и оливиновые габбро (рис. 43, 44).

В разрезе по западному отрогу горы Березовки (в 8 км к ССЗ от пос. Павда) преобладают габбро-нориты с хорошо выраженной граноблас-

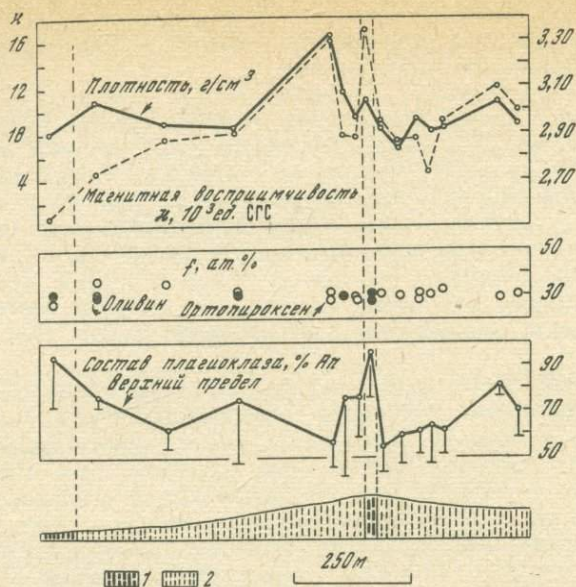


Рис. 43. Детальный разрез поля габбро-норитов Павдинского массива по западному отрогу г. Березовки

1 — оливиновые габбро; 2 — габбро-нориты

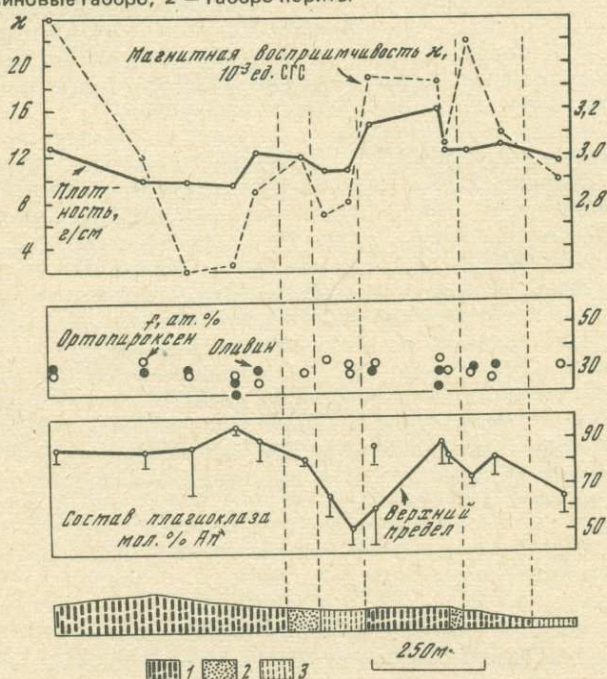


Рис. 44. Детальный разрез поля оливиновых габбро с подчиненными прослоями габбро-норитов. Липовый Увал, Павдинский массив

1 — оливиновые габбро; 2 — диопсидовые габбро; 3 — гранобластовые габбро-нориты

товой структурой, в которых лишь в редких случаях можно наблюдать реликты офитовой структуры. Оливиновые габбро, слагающие два мало-мощных, полностью согласных со структурой всего поля прослоя, содержат наиболее основной плагиоклаз и обнаруживают постепенные переходы к гранобластовым габбро-норитам.

В разрезе по восточному отрогу Липового Урала (в 4 км к СВ от Павды) количественные соотношения пород обратные: преобладают гранобластовые оливиновые габбро с равновесным плагиоклазом $Al_{80}-An_{90}$, а лабрадорные гранобластовые габбро-нориты слагают среди них мало-мощные прослоя.

Разрезы поля анортитовых габбро Серебрянского Камня

Изучено четыре детальных разреза поля серебрянских габбро: широтный, пересекающий все поле с запада на восток по хребту, соединяющему Конжаковский Камень с Серебрянским, меридиональный — по отрогу, отходящему от главной вершины Серебрянского Камня к северу, меридиональный — по отрогу, отходящему от главной вершины к югу, и широтный — по юго-восточному отрогу, составляющий продолжение предыдущего (рис. 45). Два первых разреза выходят в пределы габбро-норитового поля, два последних целиком находятся в поле габбро Серебрянской ассоциации.

Разрез по широтному хребту (рис. 46, 47) имеет протяженность 9200 м. Первые 250 м разреза сложены габбро-норитами. Под микроскопом эти породы обнаруживают местами реликты офитовой структуры, но, как правило, их структура здесь гранобластовая. Плагиоклаз образует мозаику изометричных полигональных зерен, иногда мелкозернистую, роговиковоподобную, среди которой можно видеть реликты крупных офитовых выделений. Магнетит исключительно сидеронитовый.

Далее на протяжении примерно 300 м следуют выходы меланократовых габброидов, характерных для западной части Кытлымского массива, — тылаитов. Они состоят из клинопироксена, оливина, анортита и магнетита, слагающих гранобластовый агрегат. Взаимоотношения габбро-норитов и тылаитов неясны.

После тылаитового участка на протяжении примерно 800 м наблюдается чередование габбро-норитов и амфиболовых или амфибол-пироксеновых габбро, характерных для Серебрянской ассоциации. Габбро-нориты преимущественно гранобластовые, но с редкими реликтами офитовых структур; пироксены в них иногда в значитель-

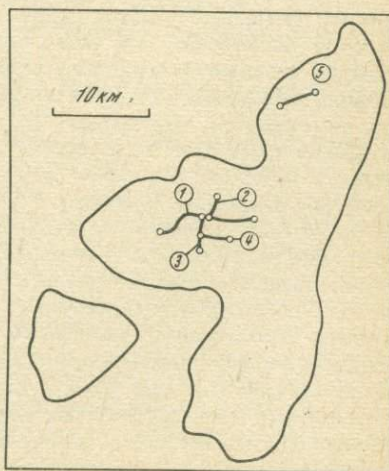


Рис. 45. Схема расположения изученных детальных разрезов эпигаббрового комплекса в Кытлымском массиве

1—4 — разрезы поля амфибол-диопсидовых габбро Серебрянского Камня и зон перехода от него к полю габбро-норитов; 5 — разрез поля габбро-норитов по левобережью р. Лягушки

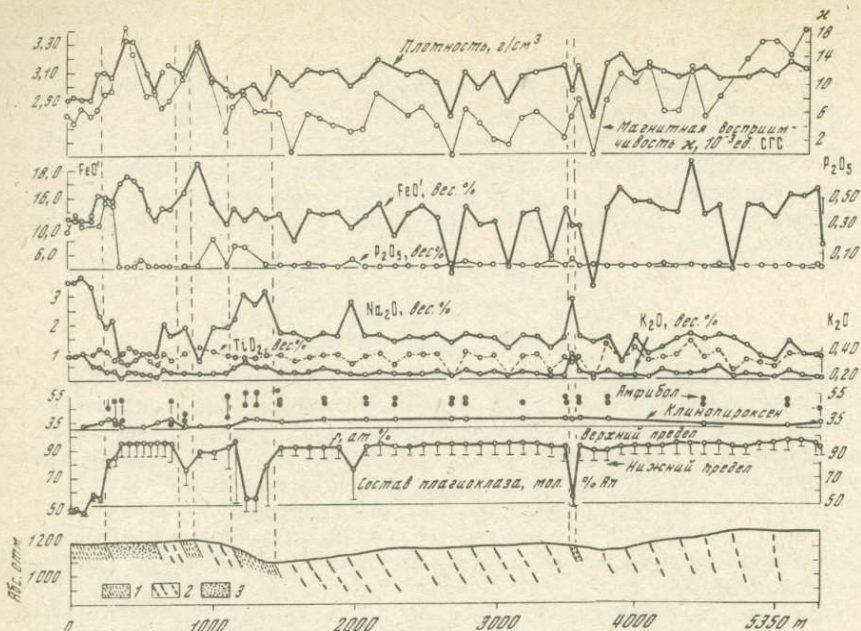


Рис. 46. Западная часть широтного детального разреза поля Серебрянской ассоциации. Кытлымский массив

1 — габбро-нориты; 2 — амфиболовые и амфибол-диопсидовые габбро серебрянского типа; 3 — тылаиты

ной степени замещены роговой обманкой. Амфибол-пироксеновые габбро — гранобластовые, полосатые или такситовые, иногда с анортозитовыми и пегматоидными участками.

Последние выходы габбро-норитов слагают седловину хребта. Начиная отсюда до главной вершины Серебрянского Камня и далее, до восточного конца разреза, т.е. на протяжении около 7,5 км, протягивается непрерывный скальный гребень, сложенный серией габброидных пород Серебрянской ассоциации. На всем протяжении гребня самым причудливым образом чередуются амфибол-пироксеновые и амфиболовые габбро, анортозиты, габбро-пегматиты в виде жил, жилообразных и неправильных тел, встречаются небольшие тела пироксенитов и горнblendитов. Отличительная черта всей этой серии — структурно-текстурная пестрота. Размер зерна в породах и количественные соотношения минералов колеблются в самых широких пределах. Количество габбро-пегматитовых и анортозитовых жил и участков местами, особенно в центральной части поля, очень велико. Такая внешняя пестрота, такситовые и полосатое сложение пород создают большие трудности при картировании, так как любая попытка графически расчленить это большое поле по признаку количественных соотношений минералов будет безрезультатной. Однако всему спектру горных пород ассоциации свойственно и некоторое однообразие, заключающееся в том, что все они состоят только из плагиоклаза, клинопироксена и роговой обманки с примесью магнетита и всегда имеют, независимо от размера зерна, гранобластовую структуру. Уже одно это обстоятельство наводит на мысль о генетическом единстве всех пород Серебрянской ассоциации.

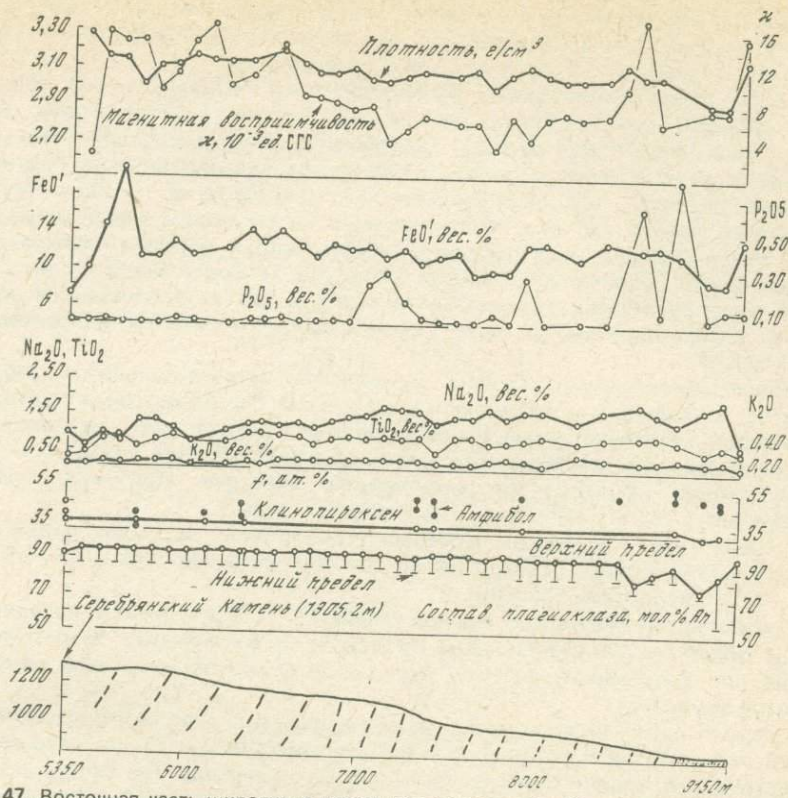


Рис. 47. Восточная часть широтного детального разреза поля Серебрянской ассоциации
Усл. обознач. те же, что на рис. 46

В одном пункте разреза среди серебрянских габбро обнаружен очень небольшой, не более 50 м мощностью, прослой габбро-норита. Под микроскопом порода имеет гранобластовую структуру; реликты офитовых выделений плагиоклаза крайне редки.

В 950 м западнее вершины Серебрянского Камня разрез пересекает зону медносульфидного оруденения.

На восточном конце разреза вновь появляются габбро-нориты, слагающие почти 300-метровый участок. Они весьма похожи на габбро-нориты начала разреза преобладанием гранобластовых структур, редкими реликтами офитового плагиоклаза и т.д. Далее на восток после габбро-норитового участка почти до самого Вознесенского рудника, т.е. на протяжении примерно 2 км, продолжают выходы амфибол-пироксеновых габбро.

По разрезу было выполнено систематическое опробование; аналитические данные приведены в виде графиков на рис. 46, 47.

График состава плагиоклаза позволяет четко разграничить участки разреза, сложенные различными породами. Обращает на себя внимание необычайная выдержанность состава этого минерала в пределах поля серебрянских габбро. На протяжении нескольких километров верхний и нижний пределы состава остаются практически постоянными, их колебания близки к допустимой ошибке измерений. Это тем более замечательно,

что все 7,5 км разреза, отличающиеся такой монотонностью состава главного породообразующего минерала, сложены хаотическим комплексом такситовых габбро, габбро-пегматитов и анортозитов.

Участки разреза, сложенные габбро-норитами, выделяются на общем фоне лабрадоровым составом плагиоклаза. Это относится в первую очередь к западному концу разреза, где габбро-норитовые прослои довольно мощны. Резкий скачок на графике связан и с упоминавшимся незначительным участком габбро-норитового состава в западной половине поля. Несколько другая картина обнаруживается на восточном конце разреза; здесь валовой состав плагиоклаза в габбро-норитах местами повышается до битовнита. Особенность многих образцов габбро-норитов разреза — очень высокая степень равновесности плагиоклаза, не свойственная офитовым габбро-норитам, а также преобладание в них гранобластовых структур.

Общее впечатление достаточно определено: зоны перехода от габбро-норитов к амфибол-пироксеновым габброидам Серебрянской ассоциации отличаются неустойчивостью валового состава и непостоянством степени равновесности плагиоклаза. Здесь можно наблюдать все градации — от равновесного лабрадора до равновесного анортита. Плагиоклаз поля серебрянских габбро, напротив, выдержан по составу.

Железистость фемических минералов колеблется по всему разрезу в общем незначительно: от 30 до 40 ат. % — для клинопироксена и от 40 до 50 ат. % — для роговой обманки.

Плотность и магнитная восприимчивость габбро-норитов западного конца разреза близки к таковым офитовых габбро-норитов. В восточном конце обе этих характеристики несколько выше обычных для габбро-норитов значений.

Графики физических характеристик серебрянских габбро представляют собой резкий контраст с графиком плагиоклаза для этих пород и отражают непостоянство количественных соотношений минералов. Плотность колеблется от 2,8 (плотность анортита) до 3,3 г/см³, магнитная восприимчивость — почти от нуля (лейкократовые породы, породы с преобладанием амфибола) до 16000×10^{-6} ед. СГС, достигая максимального значения в 25000 в центре Серебрянской структуры.

Графики весовых содержаний TiO_2 , FeO' (суммарного железа в пересчете на закись), Na_2O , K_2O и P_2O_5 наглядно показывают различия в главных чертах химизма габбро-норитов и габброидов Серебрянской ассоциации. Разница в содержании титана незначительна; серебрянские габбро обогащены железом при значительных его колебаниях от точки к точке. Наиболее заметна разница в концентрациях Na_2O ; от 3,5 % — в западных габбро-норитах до 1% и менее — в середине разреза — и в концентрациях K_2O : от 0,4% — в габбро-норитах до 0,1 и менее — в середине разреза. Интересно поведение фосфора: содержание этого компонента по всему разрезу в общем незначительно (0,05% и менее), однако в зонах перехода от поля серебрянских габбро к габбро-норитам появляются его локальные повышенные концентрации (до 0,7–0,8 вес. %).

Второй разрез — от главной вершины Серебрянского Камня к северу по гребню меридионального отрога — имеет протяженность 1800 м (рис. 48).

Первая тысяча метров разреза находится в пределах поля серебрянских габбро, и в отношении этого участка справедливы все замечания, высказанные для большей части широтного разреза: выдержанность состава плагиоклаза, высокая степень его равновесности, постоянство состава фемических минералов, большие колебания физических характеристик

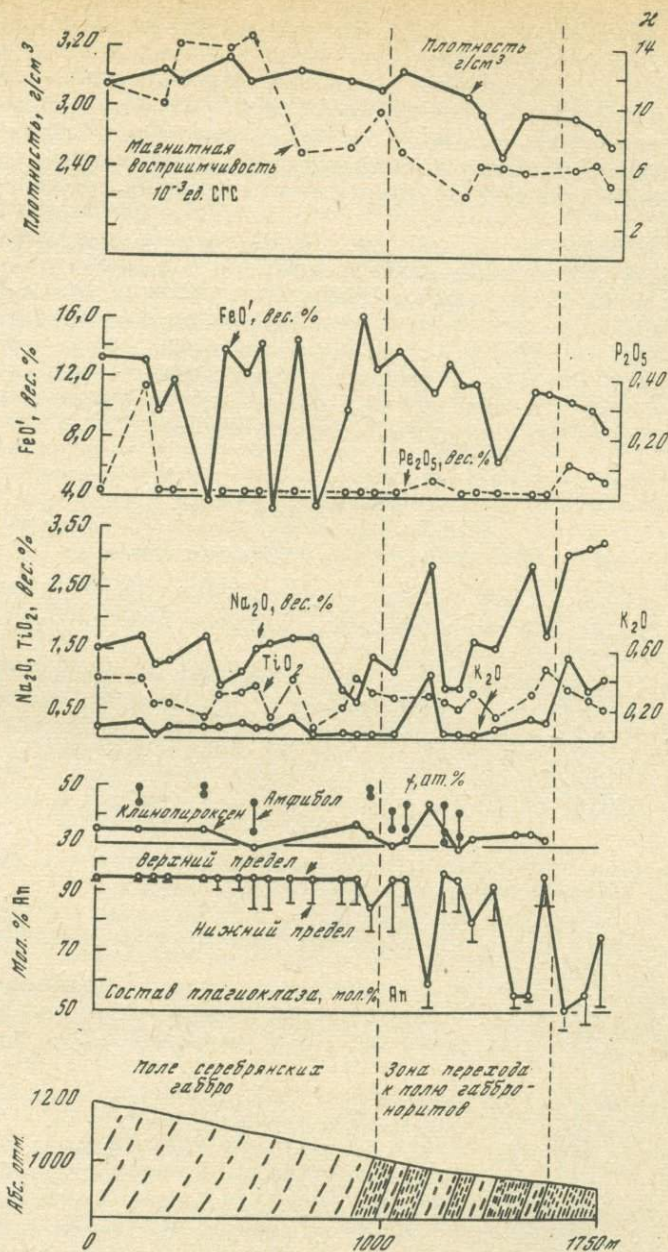


Рис. 48. Меридиональный детальный разрез поля Серебрянской ассоциации и зоны перехода к полю габбро-норитов
Усл. обознач. те же, что на рис. 46

пород. Далее следует 600-метровая переходная зона, в которой чередуются амфибол-пироксеновые габбро и габбро-нориты. В переходной зоне наблюдаются резкие скачки состава плагиоклаза — от лабрадора до анортита при высокой в общем степени равновесности. Наконец, при переходе к полю габбро-норитов, продолжающемуся дальше на север, степень равновесности плагиоклаза понижается, плотность и магнитная восприимчивость стабилизируются. В северном конце разреза в габбро-норитах довольно многочисленны габбро-пегматитовые жилы с ореолами экзоконтактовых изменений.

Третий и четвертый разрезы (см. рис. 45) протяженностью соответственно 4100 и 2400 м пройдены по южному и юго-восточному отрогу Серебрянского Камня и находятся целиком в габбро Серебрянской ассоциации. На всем их протяжении состав плагиоклаза и железистость феррических минералов остаются постоянными. Некоторое уменьшение степени равновесности плагиоклаза отмечается лишь ближе к границам поля. В отношении состава пород оба этих разреза подобны 7,5-километровому участку в средней части большого широтного разреза.

ГЕНЕЗИС

Природа офитовых габбро-норитов

Офитовые лабрадорные габбро-нориты обладают рядом особенностей, позволяющих им занимать особое место среди всех габбро Платиноносного пояса. Главнейшие из этих особенностей:

1. Однообразие текстур, структур, химического и минерального состава и как следствие этого — преобладание достаточно хорошо выраженного петрографического и петрохимического типа. Типичный, без явных признаков эпигенетических изменений габбро-норит — это среднезернистая, однородная, неполосчатая (но иногда трахитоидная) порода, химически наиболее близкая к мировому типу толеитовой базальта вулканических дуг [79].

2. Офитовые структуры, подобные структурам интрузивных продуктов толеитовой магмы — габбро-долеритов.

3. Зональный плагиоклаз; зональность в большинстве случаев прямая, что можно связывать с непосредственной кристаллизацией плагиоклаза из силикатного расплава.

4. Признаки высокотемпературной кристаллизации: магнетит с высоким первичным содержанием титана и ванадия, явления распада высокотемпературных твердых растворов в пироксенах, отсутствие первичной роговой обманки.

5. Отсутствие рудных скоплений и практическое отсутствие мономинеральных сегрегаций, обычных для всех других габбро.

6. Полное отсутствие пегматитов, которые можно было бы рассматривать как гигантозернистый химический эквивалент габбро-норитов.

7. Мелкозернистые включения, которые, по-видимому, можно считать ксенолитами вмещающих пород, претерпевшими перекристаллизацию в магме. Сюда же следует отнести и признаки контакто-термального воздействия габбро-норитов на породы окружения (зоны экзоконтактовых пироксен-плагиоклазовых роговиков), свидетельствующие о горячих контактах; однако этот признак не выделяет габбро-нориты из всех других пород Платиноносного пояса.

Каждая из этих особенностей в отдельности не может быть решающей

при обсуждении генезиса габбро-норитов, но все они в совокупности позволяют считать их продуктом глубинной кристаллизации базальтовой магмы. Однако формирование габбро-норитов далеко не везде закончилось ортомагматическим этапом; будучи уже твердыми, они во многих случаях испытали значительные метасоматические и метаморфические изменения.

Ранние метаморфические явления в габбро-норитах

Наиболее ранним метасоматическим процессом, проявившимся во вполне уже твердых офитовых габбро-норитах, следует считать развитие калиевых минералов — ортоклаза и биотита [29]. Первый в большинстве случаев, а второй всегда обнаруживают черты эпигенетического развития по парагенезису лабрадора, орто-, клинопироксена и магнетита. Эти явления наблюдаются почти исключительно в тех разновидностях габбро-норитов, которые наиболее близки к ортомагматическому типу, и строго ограничены полями их развития. Они не связаны с какими-то позднейшими воздействиями или с региональным метаморфизмом; такие стандартные для всех проявлений метасоматоза признаки, как образование жил, резко выраженная зональность и др., не наблюдаются. Все это позволяет рассматривать весьма прихотливую картину распространения калия и калиевых минералов в габбро-норитах как результат очень ранней, лишь незначительно оторванной от магматического этапа метаморфической дифференциации вещества. Источником калия, очевидно, была сама габбро-норитовая магма; по причинам кристаллохимического свойства этот элемент не образовал самостоятельных фаз в момент магматической кристаллизации.

К почти столь же ранним проявлениям метаморфической дифференциации, по-видимому, следует отнести редкие мономинеральные сегрегации, по составу минералов близкие или тождественные габбро-норитам, — тела лабрадоровых анортозитов и изредка связанные с ними участки с повышенным содержанием орто- и клинопироксена. Лабрадоровые анортозиты составляют с офитовыми габбро-норитами одно целое, но иногда образуют уже неясно выраженные жилоподобные тела.

Метаморфическая эволюция габбро-норитов

Все более поздние преобразования габбро-норитов носят метасоматический или метаморфический характер и вызваны внешними причинами. Их можно довольно условно разделить на две группы: явления, связанные только с изменением структур и текстур, и явления полной структурно-химической трансформации с образованием на месте габбро-норитов других горных пород.

К первым относятся нередкие случаи высокотемпературного (или сухого?) динамометаморфизма габбро-норитов в эндоконтактных зонах массивов и в отдельных динамических зонах внутри них. Продукты метаморфизма имеют состав двупироксенового габбро с магнетитом, однако структура более или менее близка к таковой бластомилонита ("флазер-габбро"), кристаллического сланца или роговика, а в текстуре появляются отчетливые признаки полосчатости. Валовой химический состав обычно изменяется незначительно; однако таким разновидностям уже не свойственны повышенные содержания калия, что приводит к исчезновению ортоклаза и биотита; плагиоклаз становится равновесным при лабрадоровом составе; железистость пироксенов понижается, исчезают структуры распада; выделения магнетита приобретают сидеронитовые очертания, содержание титана

и ванадия в нем понижается. Все такие случаи можно определить как почти изохимический динамометаморфизм.

С этой же группой явлений, по-видимому, связано образование на площадях в сотни квадратных километров габбро-норитов с переходной ("субофитовой", "полугранобластовой"), а местами — с типичной гранобластовой структурой. Такими разностями сложена большая часть Валенторской ассоциации в Кытлымском массиве и большая часть габбро-норитового поля Денежкина Камня. Следы деформации в них довольно неотчетливы, полосчатость отсутствует, но в микроструктуре можно наблюдать более или менее полное замещение агрегата офитовой структуры новообразованным гранобластовым агрегатом тех же минералов. В ранних минералах заметны напряжения, признаки дробления и рекристаллизации и т.п. Все это позволяет предполагать в основе динамометаморфической, но не магматической, как мы предполагали ранее [33], механизм образования трахитоидности и геологических мегаструктур типа Валенторской.

Преобразование первичных офитовых габбро-норитов в гранобластовые габбро-нориты, которые следовало бы называть уже просто двупироксеновыми габбро, — не изохимический процесс. Уже на ранней его стадии, при возникновении переходной "субофитовой" структуры, происходит явное обеднение пород калием (ортоклаз исчезает быстро, биотит сохраняется дольше, до содержаний K_2O в 0,4–0,2 вес. %); возрастает верхний предел состава плагиоклаза, что приводит к понижению степени его равновесности. Типичный пример таких слабых метасоматических преобразований — габбро-нориты Валенторской ассоциации. При более полном преобразовании возникают крупные массы гранобластовых габбро-норитов, для которых статистически устанавливается не только обедненность щелочами (рис. 49), но и некоторое увеличение содержания по крайней мере железа и как следствие — увеличение плотности, количества акцессорного магнетита и магнитной восприимчивости. Эти изменения можно определить как начальную *базификацию* первичных офитовых габбро-норитов.

Базификация, по-видимому, происходит на различных температурных уровнях и (или) в условиях различного флюидного режима. На высокотемпературном (или безводном ?) уровне по офитовым габбро-норитам образуются гранобластовые габбро-нориты, а затем — гранобластовые битовнит-анортитовые габбро с оливином или без него; примером далеко зашедшей базификации такого типа могут служить случаи переслаивания гранобластовых габбро-норитов с оливиновыми габбро в Павдинском массиве. Возможно, сюда же может быть отнесено описанное в разрезе по р. Лягушке 200-метровое тело оливиновых габбро в валенторских габбро-норитах; с меньшими основаниями его можно было бы рассматривать как тектоническое включение (деформированный ксенолит ?) пород эпидунитового комплекса. Отчетливые явления базификации габбро-норитов с образованием оливиновых габбро, обогащенных высокотитанистым магнетитом и апатитом, наблюдаются в Кумбинском массиве (К.В. Флерова, личное сообщение).

Убедительный пример полной структурно-химической трансформации габбро-норитов в водных условиях на температурном уровне амфиболитовой фации — образование анортитовых габбро серебрянского типа, содержащих диопсид и роговую обманку. Л. Дюпарк [182, 183] считал, что эти габбро — продукт "магматической уралитизации", т.е. реакции пироксена с магматическим остатком, обогащенным глиноземом и щелочами. Он называл их "уралитизированными габбро", "эпигаббро", "эпидиоритами" и "габбро-диоритами", употребляя термин "диорит" в старом пони-

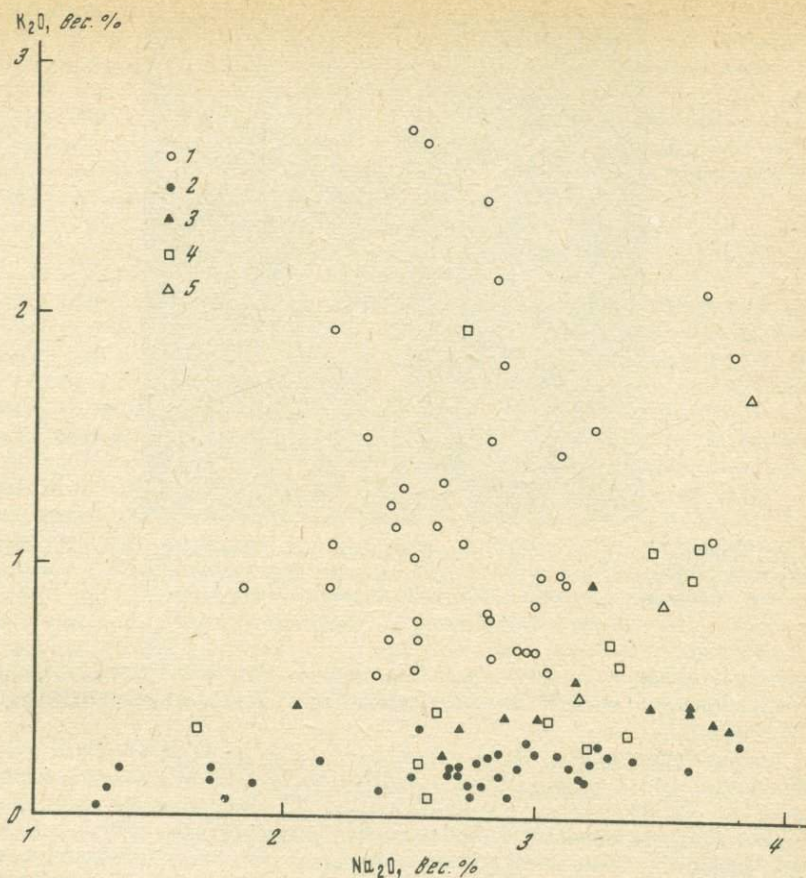


Рис. 49. Соотношение натрия и калия в габбро-норитах с различной микроструктурой. Павдинский массив

1 — офитовые габбро-нориты с биотитом и ортоклазом; 2 — гранобластовые габбро-нориты без биотита и ортоклаза; 3 — габбро-нориты переходной структуры с биотитом, но без ортоклаза; 4 — амфиболизированные габбро-нориты; 5 — деформированные и перекристаллизованные габбро-нориты

мании (глубинная порода, состоящая из полевого шпата и роговой обманки), так же, как понимал его Э. Гофман [194], назвавший серебрянские габбро "анортитовыми диоритами". Последние термины неудачны, так как эти породы являются химическим эквивалентом оливиновых габбро. На протяжении длительного времени все исследователи [16, 70, 140] видели в них продукт кристаллизации магматического расплава с наложением позднемагматической амфиболизации пироксена. Л. Дюпарк и Ф. Пирс [183, с. 482] специально отмечали: "Исключительная свежесть пород Серебрянского Камня не допускает мысли о вторичном преобразовании посредством гидрохимического процесса . . .".

Первые сомнения в ортомагматической природе серебрянских габбро появились у нас при изучении метасоматических изменений габбро-норитов на контактах с габбро-пегматитовыми жилами [60]: во всех



Рис. 50. Явления метаморфической дифференциации в серебрянских габбро. Блок пироксенита, заключенный в полосатых амфибол-диопсидовых габбро, разорван; в области разрыва возникло скопление анортитового анортозита

подобных случаях по габбро-норитам образуются амфиболовые и диопсид-амфиболовые гранобластовые габбро с анортитом, неотличимые от серебрянских.

В последующее время были детально изучены переходные зоны между габбро-норитами и серебрянскими габбро во многих местах, и в первую очередь на Серебрянском Камне (см. рис. 46—48). Ширина переходных зон достигает нескольких сотен метров. Если следовать от сплошного поля габбро-норитов, то первым внешним признаком приближения к полю серебрянских габбро, как правило, бывают редкие зоны "амфиболлизации", тяготеющие к немногочисленным габбро-пегматитовым жилам. По мере увеличения количества жил такие зоны начинают сливаться, а габбро-норит сохраняется в промежутках между ними в виде неправильных реликтовых участков. Такое чередование происходит и в более крупных масштабах, как это видно на разрезах. Постепенно "амфиболлизация" захватывает всю массу породы, исчезают последние реликты габбро-норита и начинается сплошное поле такситовых или полосатых габбро, пронизанных габбро-пегматитовыми жилами, в котором лишь при детальных наблюдениях можно обнаружить небольшие реликтовые участки габбро-норитов. В таких участках и в переходных зонах габбро-норит, в общем сохраняя химический состав, превращается в гранобластовое двупироксеновое габбро с равновесным лабрадором.

Таким образом, давно сделанный нами [38] вывод о серебрянских габбро с сопутствующими им габбро-пегматитами и анортозитами как о продукте базификации твердых габбро-норитов при воздействии агента, привнесившего Ca, Mg и Fe и выносившего Si и щелочи, подтверждается многочисленными данными. Однако сейчас он требует существенного уточнения: этот процесс следует рассматривать не как просто метасоматический, а как процесс неизохимического динамометаморфизма габбро (преимущественно габбро-норитов) в условиях амфиболитовой фации

при умеренных давлениях. Полосатые текстуры серебрянских габбро следует рассматривать как динамометаморфические (рис. 50), а поскольку поле серебрянских габбро связано с габбро-норитовым полем общей структурой, это является еще одним доказательством для того, чтобы считать структуру габбро-норитового поля также динамометаморфической. По существу, серебрянские габбро — это диопсидовые апогаббровые амфиболиты; лишь их "габбровый" облик и традиция мешают применить к ним чисто метаморфическую терминологию.

Генезис жильных пород

В габбро-норитах отсутствуют жилы, которые безоговорочно можно было бы считать жильным эквивалентом габбро-норита. Магматические жилы, имеющие состав диабазы или диабазового порфирита, не имеют генетической связи с габбро-норитами и не сходны с ними по составу. Микрогаббровые жилы, за редкими исключениями, также не могут рассматриваться как химический эквивалент габбро-норитов. В отдельных случаях можно предполагать метасоматический или динамометаморфический способ их образования (процес типа ороговикования габбро, изоили аллохимический, проявляющийся довольно часто, и не только в виде жил). Однако не менее часто микрогаббровые жилы производят впечатление метаморфизованных и перекристаллизованных диабазовых даек; косвенное подтверждение этого — практическое отсутствие микрогаббровых жил в офитовых габбро-норитах ортомагматического типа и приуроченность их к габбро-норитам с переходной или гранобластовой структурой. Габбро-пегматиты в габбро-норитах следует считать жильным проявлением процесса базификации вне зон ее площадного развития.

Соотношения с эпидунитовым комплексом и геологическим окружением

До сих пор ни в одном из массивов Платиноносного пояса не обнаружен контакт эпидунитового и эпигаббрового комплексов, который можно было бы без оговорок рассматривать как нормальный магматический, интрузивный. Ксенолитообразные включения пироксенитов в габбро-норитах Денежкина Камня, о которых мы упоминали ранее [27; 33, с. 201], следует скорее интерпретировать как тектонические блоки в деформированном и преобразованном в условиях амфиболитовой фации габбро-норите. Тектонические контакты габбро-норитов с пироксенитами с проникновением плагиогранитного вещества наблюдались в Кытлымском массиве [33, с. 203]. Линейное тело гранобластового габбро-норита 800-метровой протяженности в пироксенитах Конжаковского Камня, описанное нами [33, с. 86] как дайка, возможно, представляет собой согласный слой лабрадорового двупироксенового тылаита в пироксените.

Во многих случаях тела эпигаббрового и эпидунитового комплексов, имеющие автономную внутреннюю структуру, соприкасаются по высокотемпературным тектоническим швам. Таков многокилометровый контакт между западной и восточной половинами Кытлымского массива, маркирующий крупное несогласие внутри единой габбро-гипербазитовой массы. В Кумбинском массиве дунит-пироксенит-тылаитовый блок Гладкой Сопки контактирует с габбро-норитовым полем по мощной динамической зоне, в которой проявились метаморфизм амфиболитовой ступени

и явления гранитизации с привнесом кремнезема и натрия и которая также является внутренним горячим тектоническим швом [44].

По внешнему контакту габбро-норитов, если он не затронут позднейшими движениями, всегда прослеживается зона пироксен-плаггиоклазовых роговиков, а иногда (вдоль западных контактов) — еще и зона амфиболитов. Контактный динамотермальный ореол в таких случаях имеет точно такое же строение, как и ореол вокруг тел эпидунитового комплекса, и составляет его непосредственное продолжение. В контактах габбро-норитов с окружением не обнаружены признаки прорывания осадочно-вулканогенных толщ и метаморфитов — как правило, внешний контакт простой, спокойный, согласный, без сложных и прихотливых очертаний. Дайки габбро-норитов в породах "рамы" не наблюдались. Зато весьма обычны явления эндоконтрактового метаморфизма и деформации габбро-норитов, по-видимому, синхронные с образованием экзоконтактной метаморфической каймы. Соотношения с гранитоидами определены: гранитоиды образуют в габбро-норитах и продуктах их метаморфизма и метасоматоза секущие жилы, а также поля эруптивных брекчий.

ВЫВОДЫ

Офитовые лабрадоровые габбро-нориты, являющиеся, как об этом позволяет судить совокупность имеющихся данных, ортомагматическими породами, представляют собой первичный субстрат эпигаббрового комплекса. В процессе неизохимического, обычно динамического метаморфизма с тенденцией базификации (обогащение Ca, Mg, Fe) на месте офитовых габбро-норитов возникли гранобластовые габбро-нориты и разнообразные анортитовые габбро с диопсидом и роговой обманкой, реже — с оливином. По отношению к "раме" тела эпигаббрового комплекса ведут себя как горячие твердопластичные блоки; процессы метасоматической базификации габбро-норитов не выходят за пределы их внешних контуров. Это приводит к мысли, что эпигаббровый комплекс в основном сформировался до внедрения платиноносных массивов. Довольно ограниченные и при этом косвенные данные позволяют считать его сформировавшимся позднее, чем эпидунитовый комплекс. Однако в смысле времени внедрения в структуру геологического окружения оба комплекса вполне синхронны.

Глава 7

ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЙ ОРЕОЛ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

С массивами Платиноносного пояса пространственно связаны разнообразные горные породы метаморфического типа, происхождение и даже распространение которых до 60-х годов представлялось неясным. На геологических картах они обычно объединялись с габбро или выделялись под названием амфиболитов и габбро-амфиболитов. Н.К. Высоцкий [17] рассматривал их как динамометаморфические сланцы, возникшие на месте габбро; того же мнения в более позднее время придерживался В.А. Решетько [127, 128].

Н.М. Успенский [151] впервые описал для Кытлымского массива "кытлымиты" — тонкополосчатые, мелкозернистые породы, являющиеся, по его мнению, основными мигматитами — полупродуктом превраще-

ния зеленых сланцев в габбро. Ревизия фактического материала Н.М. Успенского, проведенная автором, и большой материал, полученный в последующие годы на других массивах пояса [25, 26, 103], имели два чрезвычайно важных следствия. Во-первых, было установлено отсутствие достоверных признаков метасоматического образования пород габбро-гипербазитового комплекса за счет осадочно-вулканогенного субстрата, что указывало на несостоятельность отправного пункта гипотезы Н.М. Успенского. Во-вторых, возникло и прочно утвердилось представление, что габбро-гипербазитовые тела Платиноносного пояса в момент их появления в осадочно-вулканогенном окружении были термально активными, горячими. Кытлымиты и некоторые другие образования, например описанный О.А. Воробьевой [14] "инъекционный полосчатый комплекс", стало возможным рассматривать как продукты контактового метаморфизма. В результате контуры многих массивов на геологических картах изменились весьма существенно. Впервые были обнаружены и описаны естественные разрезы контактовых зон, позволившие выяснить детали их строения.

СТРОЕНИЕ КОНТАКТОВЫХ ЗОН ПЛАТИНОНОСНЫХ МАССИВОВ

Контактные зоны массива Денежкин Камень

Разрез по р. Талой изучен на протяжении 3,5 км — от устья реки до контакта с дунитовым телом Желтой Сопки. Первые выходы появляются в 750 м выше устья и сложены типичными зелеными сланцами — тонкополосчатыми, сланцеватыми и плоччатыми породами преимущественно эпидот-хлорит-альбитового состава. Выходы толщи зеленых сланцев, имеющей северо-северо-восточное общее простирание при падении на восток под углами $50-70^\circ$, прослеживаются с небольшими перерывами на протяжении следующих 2 км.

В 2750 м от устья впервые появляются выходы более темных, амфиболитоподобных пород с хорошо выраженной метаморфической полосчатостью и сланцеватостью, имеющими северо-восточное простирание и падение под углом около 80° на юго-восток. Под микроскопом — это нематогранобластовый агрегат светло-зеленого амфибола, в промежутках между зернами которого находятся плагиоклаз An_{30} , эпидот и мусковит; амфибол частично замещен хлоритом. На протяжении следующих 250 м эти породы преобладают; в 3000 м от устья наблюдается постепенный переход от них к роговикам. Метаморфическая полосчатость имеет здесь простирание около 55° при падении на юго-восток под углом 70° . Амфиболитоподобные породы существенно состоят из светло-зеленого амфибола и мелких, большей частью сосюритизированных зерен плагиоклаза $An_{35}-An_{45}$, а также эпидота; структура порфиробластовая. Переобладающие с ними роговики состоят из зеленого клинопироксена, небольшого количества амфибола и сосюритизированного плагиоклаза, содержат примесь апатита и имеют типичную гранобластовую структуру.

В 3200 м от устья тонкозернистые тонкополосчатые роговики, сильно измененные, слагают крупные скальные выходы и содержат согласные амфиболитоподобные прослои. Из первичных минералов в них сохраняются зеленый клинопироксен и амфибол; плагиоклаз замещен большей частью эпидотом, хлоритом и альбитом. Непрерывные выходы роговиков с прослоями амфиболитоподобных пород, а затем с линзовидными обо-

собраниями, состоящими из граната и эпидота, прослеживаются на протяжении примерно 100 м; в конце этого интервала тонкая полосчатость в них создается чередованием прослоев различной — от светло- до темно-серой — окраски, простираение которых варьирует от 45 до 65° при падении на юго-восток под углами в 60–70°. В темных слоях преобладают зеленый амфибол и плагиоклаз $An_{3.4}-An_{3.7}$, в светлых — клинопироксен, амфибол, цоизит и плагиоклаз того же состава; встречаются гранат и апатит.

В 3450 м от устья измененные, часто сильно перемятые и раздробленные роговики сменяются выходами кытлымитов — тонкополосчатых неравномернозернистых пород гранобластовой структуры с преобладанием среди темноцветных минералов роговой обманки и с полностью разложенным плагиоклазом. Редко встречаются реликтовые орто- и клинопироксен, а также биотит, кварц и рудный минерал. В кытлымитах наблюдаются небольшие (до 10–20 см) округлые и линзовидные тела пироксенитов, облекаемые тонкополосчатой массой с реликтовой структурой роговика, состоящей из хлорита, актинолита и эпидота. Границы тел резкие; слагающая их порода под микроскопом существенно состоит из грубозернистого агрегата бесцветного диопсида с каймами зеленого амфибола.

В нескольких метрах выше по речке вскрыт непосредственный контакт роговиков с пироксенитами. У самого контакта находится зона тонкополосчатых роговиков (простираение 45°, падение к северо-западу под углом в 85°) шириной около 2–3 м; поверхность контакта согласна с простираем полосчатости. Непосредственно в контакте в роговиках наблюдалась зона брекчии, в которой обломки тонкозернистой амфиболовой породы сцементированы амфибол-соссюритовой мелкозернистой породой с реликтовой гранобластовой структурой. Приконтактные роговики состоят из зеленого клинопироксена, роговой обманки и плагиоклаза $An_{3.5}-An_{5.3}$; изредка наблюдаются участки, состоящие исключительно из кварца и эпидота. Приконтактные пироксениты состоят из бесцветного диопсида, развивающегося по нему буроватого амфибола и примеси соссюрита по плагиоклазу. В нескольких метрах от контакта выходят уже обычные оливиновые пироксениты. Видимая ширина пироксенитовой зоны составляет около 150 м; затем следует 50-метровый закрытый промежуток, после которого начинаются выходы однообразных дунитов Желтой Сопки.

В разрезе по р. Малая Сольва на протяжении первых более чем 2 км от устья в отдельных выходах, разделенных необнаженными промежутками, вскрыта та же толща зеленых сланцев, что и в разрезе по Талой. В 2350 м от устья встречен первый небольшой выход мелкозернистых амфиболитов с плохо выраженной полосчатостью (простираение 35°, падение на ЮВ под углом в 70°). Породы напоминают по внешнему облику роговики и состоят из синевато-зеленого амфибола, плагиоклаза $An_{2.6}-An_{3.2}$, примеси сфена, апатита и иногда рудного минерала. Нередки желваки и линзы массивных пород альбит-гранат-эпидотового состава.

В 2500 м от устья, в месте слияния двух развилок М. Сольвы, в многочисленных мелких коренных выходах вскрыта полоса роговиков шириной около 200 м; роговики подверглись сильному диафорезу и местами несут следы интенсивной поздней деформации — сильную трещиноватость, зеркала скольжения и т.п. Первичный их парагенезис представлен зеленым клинопироксеном, роговой обманкой, плагиоклазом $An_{2.8}-An_{3.8}$ и магнетитом; изредка встречается гранат. Отдельные прослои в роговиках имеют состав и структуру амфиболита. Разности, имеющие состав пироксен-плагиоклазового и амфибол-плагиоклазового роговика, переслаиваются иногда в пределах штуфа и даже шлифа, образуя тонкие параллельные слои.

По южной развилке М. Сольвы глыбы дунитов появляются сразу же после крайних выходов роговиков, а еще через 100 м начинаются уже коренные выходы дунитов. По северной развилке в 30 м от последнего выхода тонкополосчатых роговиков появляются выходы пироксенитов, ширина зоны которых, по-видимому, не превышает 25 м, так как дальше следуют выходы дунитов. Таким образом, в этом разрезе зона роговиков шириной до 200 м контактирует, возможно, непосредственно с дунитами или с весьма маломощной пироксенитовой оторочкой вокруг них.

В разрезе по правобережью Веселого Ложка (по гребню отрога, отходящего к югу от триангуляционного пункта на Желтой Сопке) вскрыт непосредственный контакт пироксенитов с роговиками.

В 5—6 м от контакта пироксениты имеют обычный облик; под микроскопом в них лишь несколько чаще, чем в удалении от контакта, обнаруживаются следы слабого катаклаза в виде волнистого угасания. Несколько ближе к контакту они переходят в похожую внешне на пироксенит мономинеральную амфиболовую породу массивной текстуры, представляющую собой агрегат беспорядочно ориентированных призм светло-зеленой роговой обманки. Последние примерно 2 м перед контактом сложены пироксенитом без оливина, весьма магниальным, сложенным гранобластовым агрегатом совершенно бесцветного диопсида, на границах зерен которого наблюдается развитие мелкозернистой диопсидовой мозаики, а кое-где — амфибола и хлорита. Крупные зерна диопсида обнаруживают следы дорастания: в их центральных частях обильны мелкие адиагностические включения, периферическая же часть прозрачная, без включений. Вблизи контакта такой пироксенит приобретает бластомилонитовую структуру; порфирокласты диопсида сцементированы мозаикой диопсида и светло-зеленого амфибола. Краевая зона шириной в несколько десятков сантиметров сложена бластомилонитом, в цементе которого преобладает амфибол.

В самом контакте массивные бластомилониты по пироксенитам довольно резко сменяются тонкополосчатыми мелкозернистыми породами, в отдельных прослоях имеющими состав амфиболовой породы, роговика с зеленым клинопироксеном и пироксен-гранат-плаггиоклазового роговика. Почти все прослои несут следы сильного диафореза с образованием актинолита, хлорита, эпидота, карбона, альбита. Реликтовый плаггиоклаз имеет состав $An_{30}-An_{40}$. Видимая ширина полосы роговиков составляет около 300 м.

В 300 м от контакта среди роговиков находится тело видимой мощностью около 150 м, выступающее в рельефе в виде скальной гривы, вытянутой по простиранию полосчатости в роговиках (около 330°), и сложенное пироксенитами, сохранившими первичный состав лишь в отдельных участках; обычно же пироксенит превращен в амфибол-пироксеновый бластомилонит, местами с развитием актинолит-хлорит-цоизитовых агрегатов. Наблюдаются жлообразные массы габбро-пегматита, в котором из первичных минералов сохраняется лишь буроватый амфибол, на месте же плаггиоклаза развита хлорит-актинолит-цоизитовая масса с мелкими зернами сфена.

Уже в 300 м от контакта в роговиках начинают появляться прослои с нематогранобластовой структурой, сложенные синевато-зеленым амфиболом и плаггиоклазом $An_{20}-An_{40}$, порода которых приближается по внешнему облику к сланцеватым амфиболитам. После выходов пироксенитового тела амфиболитоподобные породы постепенно, по-видимому, полностью сменяют роговики; их выходы продолжают с небольшими перебивами еще по крайней мере на 700—800 м.

Отдельные выходы пород роговиковой зоны были встречены во многих местах экзоконтакта. По р. Малой Супрее, в береговом обрыве длиной 10—15 м, наблюдалось чередование тонкополосчатых роговиков. В тексте пород отчетливо выделяются два элемента — более темные полосы, линзы, иногда тельца типа будин и облегающий их более светлый материал, проникающий иногда в темные участки в виде жилок и неясных инъекций. Темные участки имеют состав двупироксенового, пироксен-амфиболового, амфиболового роговика; светлый материал имеет в общем те же состав и структуру, но отличается большим содержанием плагиоклаза и кварца; отдельные линзочки и прожилки имеют существенно кварц-плагиоклазовый состав. Все разности роговиков исключительно свежи, почти без следов диафореза.

Контактные зоны Кытлымского массива

Кытлымиты. В Поповском логу — самом южном из платиноносных логов Косьвинского Плеча — Н.М. Успенским [151] был описан постепенный переход от зеленых сланцев к габбро через промежуточные породы, названные им кытлымитами. Эти породы слагают здесь группу изолированных выходов длиной около 500 м, не обнаруживающих видимой связи с дунитами и пироксенитами Косьвинского Плеча, выходящими в 2 км выше по логу.

По мнению Н.М. Успенского, кытлымитам свойственны особенности строения, характерные для мигматитов: они сложены мелкозернистым, обычно тонкополосчатым материалом ("субстрат" или "зеленый сланец") и более крупнозернистым габбро- или диоритоподобным материалом, проникающим в мелкозернистый по полосчатости или секущим ее. Действительно, тонкополосчатая или струйчатая текстура кытлымитов выражена чередованием слоев и линз, различающихся в первую очередь крупностью зерна. Обычно полосы габброподобного облика облегают находящиеся между ними линзы и слои мелкозернистого строения; иногда в мелкозернистой матрице наблюдаются прослои и жилки габбро- или диоритоподобного облика. Часто габброподобные и мелкозернистые участки смешаны в кытлымитах настолько тесно и хаотично, что реальную границу между ними установить невозможно; по-видимому, наблюдения над образованиями такого типа дали повод Н.М. Успенскому говорить о прогрессивном переходе зеленых сланцев в габбро. Однако упоминаемых им реликтов "зеленого сланца" обнаружить не удалось: "субстрат" и "инъекции" одинаковы по составу и различаются лишь крупностью зерна.

Микроструктура кытлымитов — мелкозернистая гранобластовая, свойственная роговикам. Структура габброподобных разностей также гранобластовая, но более крупнозернистая. Главные компоненты кытлымитов — зеленая роговая обманка и сосюрит в землистых, почти непрозрачных скоплениях, повторяющих форму разложенных выделений плагиоклаза. Клинопироксен, бесцветный или чуть зеленоватый, встречается довольно редко. Количество кварца непостоянно; бескварцевые разности более обычны, но иногда его количество достигает 20—30%. В меньших количествах содержатся слабоокрашенная слюда, рудный минерал (обычно пирит), эпидот, хлорит, сфен, апатит.

Среди кытлымитов Поповского лога довольно обычны разности с узловой текстурой, в которых тонкополосчатая матрица обтекает включения различной величины. Состав последних разнообразен: мелкие линзочки и желваки тонко- и мелкозернисты, состоят существенно из амфибола и сосюрита, крупные же включения сложены мелко- и тонкозернис-

тыми пироксенплагиоклазовыми роговиками и средне- и крупнозернистой пироксен-гранатовой породой. Состав некоторых желваков более сложный — кварц-эпидот-пироксен-гранатовый. Цементирующая масса и включения не имеют резких границ; наблюдается проникновение габброподобных инъекций из матрицы в пределы включений. Таким образом, в узловатых кытлымитах включения производят впечатление реликтов более ранних образований, обтекаемых и частично замещаемых амфибол-соссюритовой массой.

При картировании установлено, что зона кытлымитов, вскрытая в выходах Поповского лога, является лишь частью более широкой полосы, отделяющей дунит-пироксенит-тылаитовое тело Косьвинского Камня от собственно Кытлымского массива и слагающей здесь почти широтный Катышорский хребет. Кытлымиты Катышорского хребта — обычно тонкополосчатые, волнистополосчатые и узловатые — часто содержат линзы и желваки крупнозернистых кварц-гранат-пироксеновых пород и тонкозернистых пироксен-плагиоклазовых роговиков. В некоторых пунктах хребта тонкозернистые роговики слагают целые скальные выходы, окруженные тонкополосчатыми кытлымитами. На юго-восточной оконечности хребта среди поля кытлымитов обнаружено несколько линзообразных тел мощностью до 50—100 м, залегающих согласно с тонкой полосчатостью в кытлымитах и сложенных крупнозернистым амфиболовым, реже — амфибол-пироксеновым габбро; крайние по простиранию части таких тел сложены горнблендитом и скоплениями габбро-пегматита.

Контактные зоны Косьвинского Камня. В выемках дороги Кытлым—Тылай, на 16-м километре от Кытлыма, вскрыт холодный тектонический контакт пироксенитов с зеленокаменными диабазами. Пироксениты сильно перемяты, развальцованы и рассыпаются в щебень, состоящий из линзообразных обломков с зеркалами скольжения. Зона тектонического щебня прослеживается вдоль контакта на несколько километров.

В почве платиноносной россыпи по р. Малой Сосновке наблюдался холодный тектонический контакт дунитов с зеленокаменными диабазами. Дуниты в зоне контакта превращены в серпентиниты линзовидно-полосчатой текстуры; полоса таких серпентинитов, похожих на серпентиниты из холодного тектонического шва между дунитами и пироксенитами на Желтой Сопке, имеет ширину около 50 м и прослеживается вдоль всего контакта дунитов с диабазами.

Таким образом, весь западный контакт Косьвинского Камня следует считать тектоническим, причем поздним, холодным. Производивший здесь ранее геоморфологическую съемку В.Д. Дибнер пришел к выводу о четвертичном возрасте этой молодой тектонической зоны.

Другой характер контакта установлен при картировочном бурении в зоне восточной периферии Косьвинского Камня. Здесь, в 500 м ниже устья Ободранного лога, под 20-метровым слоем наносов вскрыты оливиновые пироксениты и тонкополосчатые гранат-пироксен-плагиоклазовые роговики. Расстояние между скважинами — около 50 м; третья скважина, в 70 м к востоку, вскрыла кытлымиты, такие же, как в Поповском логу.

Разрез контактовой зоны по р. Гаревой. По этой речке, стекающей с западного склона Тылайского Камня, на протяжении более 2 км выходят основные зеленокаменные вулканиты диабазового состава, сохранившие массивную, местами миндалекаменную текстуру. Непосредственно в контакте с краевой частью массива, сложенной оливиновыми пироксенитами, выходят тонкозернистые пироксен-плагиоклазовые роговики. Контакт закрыт глыбовым аллювием, но расстояние между крайними выходами пироксенитов и роговиков составляет всего около 30 м. Видимая мощ-

ность полосы роговиков около 50 м; по мере удаления от контакта они приобретают амфибол-соссюритовый (кытлымитовый) состав.

Разрез контактовой зоны по р. Крутобереговой. Здесь эндоконтактовая зона сложена оливиновыми пироксенитами, иногда пегматоидными, а выше по течению выходят преимущественно тылаиты, переслаивающиеся с пироксенитами. Массивные пироксениты эндоконтакта сменяются зоной брекчии, в которой обломки пироксенита сцементированы массой типа амфибол-соссюритового габбро, состоящей из зеленой роговой обманки и продуктов разложения плагиоклаза с небольшой примесью пирита, апатита и др. Некоторые обломки пироксенита нацело перекристаллизованы и превращены в мелкозернистый гранобластовый агрегат амфибола.

Далее вкрест контактовой зоны цемент брекчий постепенно переходит в более мелкозернистую породу амфибол-соссюритового состава, но без тонкой полосчатости, свойственной кытлымитам, в которой изредка наблюдаются участки линзообразной и неправильной формы, без резких границ, существенно состоящие из зеленого клинопироксена и имеющие тонкозернистую гранобластовую структуру. Полоса такой породы имеет ширину около 0,5 м. Далее порода несколько меняет свой облик, обогащаясь толстыми табличками соссюритизированного плагиоклаза; ширина этой полосы около 3—4 м; в конце этого интервала в амфибол-соссюритовой породе появляются угловатые обломки, иногда со следами тонкой полосчатости, различно ориентированные, сложенные роговиком с зеленым пироксеном и соссюритом по плагиоклазу. В 30 м ниже по течению выходят уже типичные тонкополосчатые кытлымиты, состоящие из амфибола и соссюрита с примесью розовой слюды и кварца; видимая мощность кытлымитовой полосы не превышает 70 м.

Разрез контактовой зоны по р. Северный Иов. В 200 м от контакта зеленокаменные диабазы, круто падающие на юг, под массив, сменяются кытлымитами с обычной тонкой полосчатостью. В самом контакте наблюдается зона дробления, в которой обломки пироксенита сцементированы кытлымитовой массой. Тонкая полосчатость кытлымита обтекает обломки; в "тенях давления" цемент приобретает массивную текстуру и местами обогащается кварцем. Обломки пироксенита превращены в мелкозернистую амфиболовую породу, иногда — в бластомилонит с порфиороккластами клинопироксена в гранобластовой массе роговой обманки с примесью биотита, хлорита, пирита, цоизита. В наиболее крупных блоках порода центральной части сохраняет состав и структуру пироксенита. Ширина зоны брекчий около 20—30 м. Непосредственно после нее, выше по течению, начинаются выходы пироксенитов и тылаитов.

Контактные зоны других массивов Платиноносного пояса

С того момента, когда стало достаточно ясным, что в платиноносных массивах имеются контактово-метаморфические породы, появилась возможность корреляции подобных образований на всем протяжении изученной части Платиноносного пояса.

В К у м б и н с к о м массиве автором было установлено широкое развитие пироксен-плагиоклазовых роговиков в их типичном виде, без явления диафореза, свойственных кытлымитам. Роговики образуют широкие зоны в юго-восточной части массива, где окаймляют офитовые габбро-нориты, вдоль широтного северного контакта и на восточном контакте, в районе Баяновки. К двум последним районам развития роговиков, приуро-

чены два известных железорудных месторождения — Вересовское и Баяновское, которые ранее, в период изучения и разведки, считались залегающими в габбро и габбро-диоритах. Руда (малотитанистый магнетит) образует вкрапленность различной густоты в тонкополосчатых роговиках с интенсивно-зеленым клинопироксеном. Западный контакт Кумбинского массива лишен экзоконтактовой метаморфической оторочки — здесь габбро, пироксениты и дуниты контактируют непосредственно с зеленокаменными вулканитами по позднему тектоническому нарушению.

В П а в д и н с к о м массиве роговики установлены во многих пунктах восточного и западного контактов, а также и внутри массива, где они слагают, по-видимому, крупные блоки, включенные в тело массива.

В К а ч к а н а р с к о м массиве зоны пироксен-плагиоклазовых роговиков установлены вдоль северного широтного контакта, где они окаймляют полосатые тылаиты и оливиновые габбро, и на восточном контакте, где роговики и кытлымиты окружают пироксенитовое тело Гусевых гор. Широко развиты амфиболовые роговики, кытлымиты и прочие диафториты по роговикам в западной части массива, в зоне сочленения габбро-пироксенитового тела Качканара и дунитовых тел Вересового и Светлого Бора.

В Б а р а н ч и н с к о м массиве О.А. Воробьевой [14] уже давно был описан так называемый инъекционный полосчатый комплекс, образование которого связывалось в основном с воздействием гранитоидов на габбровый субстрат*. Сейчас можно утверждать, что этот комплекс представляет собой зону роговиков, протянувшуюся от Н. Тагила до ст. Гороблагодатской; роговики, преимущественно дупироксеновые, местами превращенные в кытлымиты, окаймляют габбро-нориты южной части Баранчинского массива, а на севере — крупные пироксенитовые тела гор Синей, Голой и Толстой. Роговики окружают здесь также, как нами установлено, крупный блок внутри массива на горе Баклушиной.

В Т а г и л ь с к о м массиве типичные пироксен-плагиоклазовые роговики установлены только в отдельных пунктах западного и восточного контактов, зато наблюдается широкое развитие их диафторированных разновидностей типа кытлымитов — они слагают широкую полосу, отделяющую дунит-пироксенитовое тело Соловьевой горы от собственно Тагильского массива (гряда гор Мамынихи—Ипатовой). Эта зона известна давно и относилась Н.К. Высоцким [17] и А.Н. Заварицким [50] к габбро. И.А. Малаховым и Л.В. Малаховой [98] эти образования по аналогии с Кытлымским массивом были квалифицированы как роговики, однако абсолютное их сходство с кытлымитами почему-то не было отмечено.

В Р е в д и н с к о м массиве, отличительной особенностью которого являются тектоническая разрушенность и широкое развитие процессов зеленокаменного метаморфизма, присутствие роговиков, а точнее, — типичных кытлымитов, установлено на южном окончании массива, где Омутнинское дунитовое тело оказалось отчлененным от габбрового поля кытлымитовой зоной, так же как тело Соловьевой горы в Тагильском массиве.

ЗОНА АМФИБОЛИТОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

Зона амфиболитов — наименее изученный к настоящему времени элемент Платиноносного пояса — почти повсюду приурочена к области западных контактов массивов. Пожалуй, лишь Качканарский массив окружен амфиболитами со всех сторон; обычно же амфиболиты распространены западнее

* Первым отметил своеобразие этих тонкополосчатых пород Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [83]; он назвал их "трапповыми гранулитами".

роговиковых зон и в промежутках между массивами, а на восточных контактах отсутствуют — здесь наблюдаются только роговики обычно небольшой мощности.

Контур амфиболитовой зоны на существующих геологических картах — это, по существу, граница поля развития мелкозернистых, сланцеватых, смятых в складки, часто пльчатых пород с макроскопически черным амфиболом и немагнотгранобластовой структурой. Эти особенности отличают амфиболиты от пород регионального фона и, с другой стороны, от пород роговиковых зон; последние, если даже имеют сходный с амфиболитами состав, не сланцеваты и обладают гранобластовой структурой. Метаморфическая зональность в пределах амфиболитовой зоны пока, в силу главным образом плохой ее обнаженности, нигде не изучена настолько, чтобы быть достоверно изображенной на геологических картах.

В составе амфиболитовой зоны настоящие амфиболиты умеренных давлений, т. е. породы с роговой обманкой, андезином и сфеном, по-видимому, составляют лишь часть ее, обычно тяготеющую к контактам массивов и зонам роговиков. Достаточно широко распространены также породы фации альбит-эпидотовых амфиболитов. Субстрат всех этих образований в подавляющем большинстве случаев отвечает по составу базальту, но довольно часто встречаются метаморфические аналоги кислых вулканитов и гораздо реже — незначительные прослои первично осадочного материала.

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ДИНАМОТЕРМАЛЬНОГО ОРЕОЛА

Текстуры. Роговики и кытлымиты редко имеют массивную текстуру. Их специфическая особенность — тонкополосчатая текстура. В породе чередуются слои различной окраски, крупности зерна и состава, создающие характерный мигматитоподобный рисунок, в котором можно различить участки с ламинарной полосчатостью, складки течения, пльчатость, элементы типа инъекций и зон рекристаллизации, сегрегации светлого и темного материала в виде линзочек, согласных с полосчатостью, и скопления в "тенях давления", наконец, тела типа будин и блоков, обтекаемых тонкополосчатой матрицей. Картина эта сложна (рис. 51, 52), изобилует мелкими деталями и в этом смысле достаточно хорошо отличается от подобной же в принципе картины текстур в полосатых габбро-гипербазитовых сериях, где все элементы полосчатости крупнее по масштабам, направление их более спокойное и закономерное, картина дислокаций обычно более простая.

Все эти особенности однозначно свидетельствуют о том, что текстуры роговиков и кытлымитов имеют тектоническое (динамометаморфическое) происхождение и обязаны своим обликом сочетанию процессов твердопластичного течения, дробления, рекристаллизации и метаморфической дифференции. Все или почти все эти породы суть, таким образом, тектониты, возникшие в динамической обстановке, т. е. в условиях деформации [31]. "Атектонические" роговики — массивные, плотные породы без признаков полосчатости, — видимо, весьма редки и если и встречаются, то только в области восточных контактов массивов с почти недеформированными вулканитами силура.

Те же текстуры свидетельствуют о том, что деформация не была строго единовременной. Наблюдаются сложные картины, когда динамометаморфический тонкополосчатый роговик включает обломки роговика же, и тоже тонкополосчатого, имеющего собственный рисунок деформации. В какой-то мере (в редких случаях) текстуры роговиков могут быть и унаследованными от вулканогенного субстрата, однако в целом они, конечно, должны

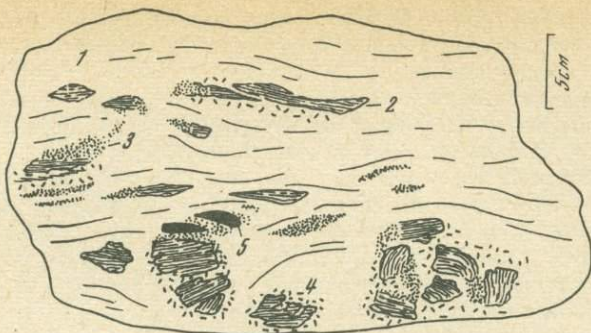


Рис. 51. Текстура кытлымита. Малый Шегультан, Денежкин Камень

1 — тонкополосчатый кытлымит; 2 — включения тонкозернистого и тонкополосчатого амфиболитованного роговика; 3 — кварцсодержащие участки; 4 — массивный кытлымит; 5 — скопления бурой слюды

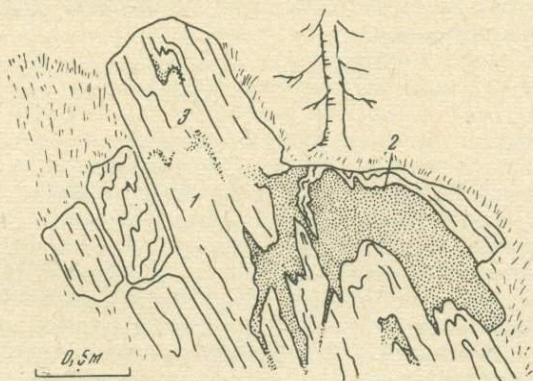


Рис. 52. Лейкократовый, богатый кварцем прослой, частично несогласный с полосчатостью, в двупироксеновых роговиках, гора Баклушина, Баранчинский массив

1 — тонкополосчатый двупироксеновый роговик; 2 — двупироксен-плагироксен-кварцевый роговик; 3 — кварцсодержащие участки в двупироксеновом роговике

рассматриваться как новообразованные и синхронные с самим процессом образования роговиков.

Характерная особенность всех этих пород — отсутствие сланцеватости. При наличии тонкой полосчатости, плейчатости и т. п. роговики и кытлымиты, как правило, не бывают сколько-нибудь сланцеватыми — это механически изотропные, монокристаллические породы.

Микроструктуры. Всем роговикам и кытлымитам, независимо от состава и текстуры, свойственны гранобластовые (полиэдрически-зернистые) структуры, иногда с признаками порфириобластовых, бластопорфириковых и бластомилонитовых. Крупность зерна различна; решительно преобладают мелко- и тонкозернистые разновидности, но не представляют редкости также средне- и крупнозернистые, которые в отдельном изолированном шлифе неотличимы от гранобластовых габбро соответствующего состава — амфиболовых и двупироксеновых. Такие разновидности составляют лишь небольшую часть объема всей массы роговиков, часто образуют секущие прожилки, и их с достаточными основаниями можно рассматривать как продукт собирательной рекристаллизации роговиков в зонах, благоприятных для

диффузии компонентов. Возможность образования на базе роговиков значительных масс гранобластовых пород, неотличимых от габбро, проблематична. Во всяком случае, в широких и хорошо обнаженных роговиковых зонах тела габброподобного облика имеют размеры от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, достигая мощности, может быть, самое большее в метры, и не бывают однородными. Возникновения оцитовых структур даже в самых мощных инъекциях не наблюдалось.

Иногда встречаются структуры даже гигантозернистые, как, например, в жилах, секущих роговики Евстунинского и Баяновского железорудных месторождений. Подобные "габбро-пегматиты" имеют тот же минеральный состав, что и вмещающие роговики. Для одного такого случая (пегматитовая жила в рудном роговике с зеленым клинопироксеном из Баяновского месторождения) был изучен состав магнетита в роговике и в жиле, оказавшийся одинаковым, из чего можно заключить, что пегматит возник почти одновременно с роговиком и равновесен с последним.

Обобщая, можно сказать, что роговикам свойственны структуры, пришедшие к состоянию почти полного физического равновесия, — структуры отожженные, в которых все напряжения и т. п. явления, возникшие в эпоху деформации, ликвидированы рекристаллизацией. Их изотропная, равновесная структура, резко контрастирующая с напряженной текстурой, есть результат рекристаллизации, которая была, скорее всего, синтетектонической.

Амфиболиты явно отличаются в этом отношении от роговиков — синтетектонические напряжения разрешились в них образованием нематогранобластовой (директивной), анизотропной структуры и сланцеватости, что можно связывать в первую очередь с меньшей температурой их образования.

Парагенезисы. Данные по составу минералов в роговиках все еще скудны и неточны. Известен состав плагиоклаза — в общем основной андезин — лабрадор, по-видимому, не выше Al_{60} , и железистость пироксенов около 25—35 ат. %. Более точные данные имеются по составу магнетита — это малотитанистый (около 1% TiO_2) магнетит с низким (0,10—0,15% V_2O_5) содержанием ванадия.

Кроме плагиоклаза и магнетита, в роговиках могут присутствовать вместе или по отдельности клинопироксен, ортопироксен, гранат и роговая обманка. Наиболее обычны двупироксеновые роговики и роговики с зеленым клинопироксеном, а также клинопироксен-амфиболовые разности. Реже встречаются гранатсодержащие (двупироксеновые или клинопироксеновые) разности, не образующие больших масс; о составе граната данных нет. Совершенно обычны амфиболовые (с роговой обманкой) роговики; кытлымиты, по существу, — это амфиболовые роговики с наложенным диафторезом, выразившимся в полном разложении плагиоклаза.

Термин "кытлымит", таким образом, почти лишен петрографического содержания, но, поскольку эти породы слагают большие массы, сохранение его кажется целесообразным. В этом термине есть и некоторый генетический смысл: пироксеновые и пироксен-гранатовые роговики находятся в кытлымитах часто в виде тектонических включений или реликтов, т. е. имеется намек на то, что образование всей зоны роговиков в целом не было простым процессом и что большие массы амфиболовых роговиков, возможно, образовались с некоторым сдвигом во времени по отношению к роговикам с безводным парагенезисом.

Это, однако, совершенно не исключает возможности одновременного образования пироксеновых и амфиболовых роговиков. В случае, когда в пределах одного шлифа наблюдается тонкое переслаивание амфиболовых, амфиболсодержащих и безамфиболовых разностей, едва ли можно предпо-

лагать позднейшую ретроградную амфиболизацию отдельных микрослоев или резкие микроградиенты температуры. Скорее всего, это можно объяснить местными градиентами давления воды.

Химизм. Имеется небольшое количество химических анализов пород роговиковых зон из отдельных массивов Платиноносного пояса. Роговикам свойствен в общем базальтоидный состав; отклонения от него обусловлены чаще всего, по-видимому, местной метаморфической дифференциацией. Так, для существенно гранатовых разностей устанавливаются аномальные содержания СаО (до 19%), едва ли связанные с первичным химизмом субстрата. Пересыщенные кремнеземом составы также, по-видимому, образовались подобным же путем, хотя можно предполагать, что в субстрате роговиковых зон могли присутствовать кислые эффузивы и пирокласты. Для некоторых образцов, взятых в непосредственной близости к контакту с пироксенитами, отмечены повышенные содержания хрома. Поскольку систематический материал отсутствует, неясно, связано ли это с неточностями анализа, или имел место обмен веществом между роговиками и периферическими частями массивов.

ГЕНЕЗИС

Можно сказать, что до публикации статьи Н.М. Успенского вопрос о соотношениях платиноносных массивов с окружением находился в стадии умозрительных предположений. Однако главный тезис Н.М. Успенского ([151, с. 72]: "Кытлымиты связаны с габбро непосредственными пространственно-качественными переходами... никаких явлений, позволявших бы разделить эти породы по времени и способу образования, не наблюдалось...") и высказывания отдельных авторов, присоединившихся в свое время к общей его концепции [4, 9, 108, 164], сейчас, по прошествии времени (и оценивая имеющийся материал) можно считать не подтвердившимися. Группа преимущественно тонкополосчатых, мелкозернистых, с гранобластовой структурой пород пироксен-амфибол-гранат-плаггиоклазового состава должна быть отнесена к категории *роговиков* — продуктов контактово-термального (в данном случае динамотермального) метаморфизма осадочно-вулкано-генного субстрата. Этот вывод принимается сейчас обычно без особого обсуждения [69, 98 и др.]. Строгая приуроченность всех этих пород к экзоконтактовым зонам и полная зависимость структурного плана экзоконтактовых зон от конфигурации внешних контактов массивов свидетельствуют о том, что габбро-гипербазитовые тела были в данном случае источником тепла и тем механическим агентом, который вызвал деформацию субстрата.

Необходимо подчеркнуть своеобразие роговиков Платиноносного пояса. Согласно классическому определению, роговик — это продукт чисто термального воздействия магматического тела на породы окружения. В данном случае породы пироксен- и амфибол-роговиковой фаций, образовавшиеся в экзоконтактах тел преимущественно немагматической природы, являются к тому же *тектонитами*, главный этап деформации которых синхронен с образованием самих пород. Это, если можно так выразиться, "*стресс-роговики*" — специфический класс динамотермальных контактовых образований.

В самом первом приближении "*стресс-роговиковые*" зоны представляют собой единовременное образование и обрамляют массивы, будучи безразличны к составу пород, слагающих эндоконтакты. Из этих наблюдений следует, что массивы были в момент внедрения единым целым, а главные

внутренние несогласия возникли в них раньше и в этот момент лишь испытывали трансформацию.

Наблюдения в контактовых зонах подтверждают предположение о внедрении габбро-гипербазитовых тел в твердопластичном состоянии. Внешние контуры массивов, как это установлено при картировании с использованием геофизических данных, очень просты и образуют крупные формы. Граница раздела между габбро-гипербазитовыми телами и экзоконтактной оторочкой в тех случаях, когда она непосредственно наблюдалась, — весьма резкая как физически, так и в смысле химизма пород. Нигде не установлено, что какая-либо разновидность гипербазитов или габбро (не исключая и магматогенные офитовые габбро-нориты) имеет магматические соотношения с окружением — не наблюдалось даек или апофиз этих пород в породах экзоконтакта. Более того, в роговиках наблюдаются изолированные включения пород эндоконтакта — пироксенитов и других, иногда размерами в сантиметры и доли метра, которые можно рассматривать только как фрагменты больших масс. Иногда размеры таких фрагментов измеряются десятками и сотнями метров; включенные в роговиковую массу, испытывавшую твердопластичное течение и рекристаллизацию, они обменивались с ней веществом и частично деформировались. Иногда роговики образуют не просто узкую экзоконтактную оторочку, а некую матрицу, включающую уже очень крупные тела (случай пироксенитовых тел гор Синея, Голой и Толстой в Баранчинском массиве). В редких случаях крупные блоки экзоконтактного субстрата, тектонически перемешиваясь с габбро-гипербазитовыми блоками, оказывались "внедренными" внутрь массивов (гора Баклушина в Баранчинском массиве, блоки роговиков внутри Павдинского массива).

Парагенезисы роговиков соответствуют высоким температурам (до 700—800°С) и умеренным давлениям. Статистически роговики с безводными парагенезисами тяготеют к внутренней зоне эндоконтакта, т. е. создается представление о существовании в самом общем идеализированном случае температурной зональности: пироксен-плагиоклазовые роговики — амфибол-плагиоклазовые роговики. Несомненно, что такая зональность существует. Однако признаки синхронного образования тех и других роговиков (см. выше) также существуют. Поэтому возможно предположение, что зона пироксеновых роговиков была не столько высокотемпературной, сколько сухой, вернее, "высушенной" при воздействии сухих и горячих габбро-гипербазитовых блоков. Возможно, что образование какой-то части безводных роговиков происходило при меньших температурах, чем обычно предполагается, но в условиях недостатка или отсутствия воды.

Вопрос о времени и природе метаморфизма типичной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ступени в окружении Платиноносного пояса менее ясен. Решающее значение здесь имеют следующие соображения. Во первых, в случае полной зональности амфиболиты всегда отделены от габбро-гипербазитовых тел роговиками. Во-вторых, на периферии роговиковых зон наблюдается более или менее очевидная перемежаемость роговиков с амфиболитами (т. е. гранобластовых пород с нематогранобластовыми, сланцеватыми). В-третьих, достаточно часто породу трудно отнести категорически к амфиболовому роговику или к амфиболиту (парагенезис роговой обманки с основным андезином или лабрадором в равной мере свойствен как тем, так и другим — в таких случаях критерием может быть лишь структура). В четвертых, довольно явная температурная зональность существует и в амфиболитовой зоне: амфиболиты относительно высокой (для Платиноносного пояса) ступени, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза $An_{40}-An_{50}$, явно тяготеют к внутренней части зоны, в удалении от кон-

тактов сменяясь амфиболитами с сине-зеленым амфиболом, андезином и сфеном, а затем альбитовыми амфиболитами.

Эти соображения позволяют отказаться от ранних представлений Н.К. Высоцкого [17], А.Н. Заварицкого [50], а также от более поздних представлений В.А. Решитко [127], согласно которым амфиболитовая зона образовалась *после* образования массивов, т. е. является результатом метаморфизма, наложенного на массивы и их окружение. Обсуждению, по существу, подлежит лишь вопрос: образовалась ли главная масса амфиболитов в результате метаморфизма, который *предварял* внедрение массивов, или в результате *синхронного* с внедрением массивов метаморфизма? Первое предложение было выдвинуто нами [33] на основании обнаружения роговиковых зон; в последнее время к нему присоединился Ю.С. Каретин [69]. Однако более детальные наблюдения позволяют автору отказаться от своего же предположения и склониться к предположению о синхронном образовании роговиков и амфиболитов. В таком случае те и другие в совокупности образуют единую метаморфическую зональность. Такая постановка вопроса неизбежно приводит к заключению, что никакого наложенного метаморфизма высоких ступеней в зоне Платиноносного пояса не было и что все окружающие его метаморфиты суть продукт динамического и термального влияния внедрявшихся высоконагретых твердопластичных габбро-гипербазитовых тел.

Противоречат этому предположению, во-первых, случаи неполной зональности, когда та или другая зона отсутствует или имеет незначительное развитие, и, во-вторых, — весьма различная ширина амфиболитовой зоны в разных ситуациях. Амфиболитовая зона иногда распространяется далеко в сторону от контакта или находится в промежутке между массивами, в удалении от них. По-видимому, эти факты могут быть объяснены разным характером движений в контактах, анизотропией вмещающих толщ в отношении распространения тепла и флюидов и разной степенью деформации окружения массивов. Там, где широкие амфиболитовые поля удалены от непосредственного контакта с массивами (как, например, к северу от Кытлымского массива), можно предполагать наличие не вскрытых эрозией габбро-гипербазитовых масс на глубине, что подтверждается гравиметрией. К тому же, и роговиковые зоны, природа которых не оспаривается, имеют особенности подобного же рода. Так, например, широкое поле роговиков Катышорского хребта в Кытлымском массиве контрастирует с узкой оторочкой роговиков вдоль западного контакта Тылай-Конжаковского блока, а поле роговиков Баранчинского массива как будто бы не соответствует по размерам самому массиву и т. д.

Мы считаем, что все имеющиеся данные делают правомерным главный вывод: метаморфизм более высоких, чем зеленосланцевая, ступеней в ближайшем окружении Платиноносного пояса на всем его 900-километровом протяжении имеет одну причину — появление в этой особой структурной зоне Урала очень крупных габбро-гипербазитовых масс, бывших источником тепла и причиной динамических явлений.

ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

Главный итог изучения габбро-гипербазитовых комплексов Урала в течение последних 10—15 лет можно сформулировать кратко: исследователи научились видеть в них сложную историю динамических явлений и метаморфизма, которая до этого, по сути дела, даже не предполагалась. Сумма имеющихся данных уже не может получить адекватного объяснения, если исходить из представлений классического периода, когда габбро-гипербазитовые тела рассматривались как магматические интрузии, внедрившиеся в осадочно-вулканогенное окружение в месте их теперешнего залегания. Она не получает полного объяснения и с точки зрения представлений трансформистского периода, хотя многие петрогенетические выводы, сделанные в этот период, имеют, как кажется, непреходящее значение и пока еще не полностью осознаны исследователями, работающими в других регионах.

СООТНОШЕНИЯ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ТЕЛ С ОКРУЖЕНИЕМ

Данные изучения приконтактных зон позволяют утверждать, что все габбро-гипербазитовые тела без исключения имеют (или имели) резкие внешние ограничения. Эти первичные ограничения могут быть значительно усложнены метаморфическими явлениями, иногда — явлениями биметасоматического обмена, одновременными деформациями и т. д., однако все наблюдения и реконструкции в конечном счете приводят к одному и тому же выводу: тела, сложенные габбро-гипербазитовым веществом, в момент появления в структуре геологического окружения были резко очерчены и не имели постепенных пространственно-вещественных переходов к окружению. Этот вывод на первый взгляд может показаться или само собой разумеющимся, или малозначимым, однако его необходимо подчеркнуть еще раз, поскольку он позволяет считать несостоятельными крайние трансформистские представления 50-х годов [151 и др.], предполагавшие важную роль процессов "габброизации" осадочно-вулканогенных толщ.

Геологическим картированием установлен факт автономности внутренней структуры габбро-гипербазитовых тел по отношению к структуре рамы. Это может быть ярко выраженное несогласие, как, например, в некоторых массивах Платиноносного пояса, или частичное несогласие отдельных частей тел по отношению друг к другу и к внешним, наблюдающимся на современном эрозионном срезе контурам массивов. Во многих случаях структура рамы в ближнем экзоконтакте и структура массива в эндоконтакте конформны или почти конформны, причем и та и другая приспосабливаются к конфигурации внешнего контакта. Однако такая конформность всегда вторична, что подтверждается изучением истории метаморфизма и деформаций в каждом отдельном случае. Ни в одном случае не установлено продолжения структур окружения через контакт внутрь габбро-гипербазитовых тел, что позволяет считать ошибочными любые указания на наследование последними структурного плана слоистых толщ, имевшиеся в работах недавнего прошлого [4, 164 и др.].

Среди работ раннего периода (до 50-х годов) нет посвященных специально контактам габбро-гипербазитовых тел. Вполне достаточным указанием на интрузивную, магматическую их природу считался высоко-

температурный, "глубинный" облик гипербазитов и габбро. К встречающимся в работах этого периода упоминаниям о рвущих контактах, ксенолитах, дайках в породах рамы и т. п. следует относиться если не с недоверием, то с крайней осторожностью. Во всей обширной литературе по габбро-гипербазитовым комплексам Урала нет достоверного, подтвержденного детальными наблюдениями и аналитическими данными описания контакта гипербазитов или габбро (разумеется, исключая из последних диабазы и габбро-диабазы), который можно было бы рассматривать как чистый случай магматического внедрения. Хорошо известно, что обратившее на себя внимание Г. Хесса еще в 40-х годах противоречие между полевыми данными и теоретическими соображениями о высокой температуре гипербазитового расплава привело к гипотезе "серпентинитовой магмы", а затем — к противоположным представлениям о холодных контактах гипербазитов как универсальной закономерности. Это, в свою очередь, привело к трактовке тел альпинотипных гипербазитов как выступов мантии — пассивных холодных тектонических блоков [179]; применительно к уральским объектам эта точка зрения активно отстаивалась С.В. Москалевой [109, 110, 112]. Дискуссия касалась только гипербазитов как таковых, контакты габбро обычно не рассматривались.

Казалось бы, высокотемпературные контакты платиноносных массивов свидетельствуют о магматическом их характере. Однако и эти контакты не являются рвущими. Экзоконтактовые зоны сложены тектонитами, испытавшими твердопластичное течение в условиях пироксен-роговиковой или амфиболитовой фации и содержащими тектонические включения разного размера, сложенные породами эндоконтактовых зон самих массивов. Ни в одном пункте таких горячих контактов не обнаружено ответвлений главной габбро-гипербазитовой массы, которые можно было бы считать апофизами или тем более дайками; в эндоконтактах не обнаружено признаков закалки. При наличии в Платиноносном поясе протяженных и местами очень мощных зон пироксен-плагноклазовых роговиков, окаймляющих массивы по внешнему контуру вне зависимости от того, какими породами сложены отдельные секторы массивов, не было получено указаний на магматическую природу контактов. Структура роговиковых зон всегда конформна с внешним контуром массивов; если суммировать наблюдения, можно сказать, что массивы не рвут окружение — они давят его подобно твердопластичному штампу (и деформируются при этом сами). При изучении контактов платиноносных массивов обычно не возникает вопроса, где кончается массив и начинается экзоконтактовая зона. Граница достаточно резка, тем более, что чаще всего наблюдаются контакты с пироксенитами, резко отличающимися по составу от роговиков.

В офиолитовых комплексах обнаружены гораздо более сложные картины. Кроме преобладающих холодных тектонических контактов, которые были известны и раньше, а также зон серпентинитового меланжа, которые за последние 10 лет исследователи научились хорошо распознавать [21, 120, 121], установлены тектонические контакты разных уровней в отношении температуры и давления. Это относительно редкие случаи, и тем более велика их ценность в смысле оценки термальной активности габбро-гипербазитовых масс. Наиболее показателен контакт Кемпирсайского массива по р. Куагач, который можно рассматривать как локальную зону сверхдавления, зафиксированную апогаббровыми пироповыми амфиболитами. Вещество вулканогенной рамы в этом разрезе деформировано совместно с эндоконтактом массива, первично сложенным троктолитами. Имели место явления биметасоматического обмена веществом между вулканиитами и габбро, вследствие чего однозначное проведение границы между теми и

другими становится затруднительным, если не невозможным. В Хабарнинском массиве при преобладании холодных контактов вокруг пироксенитовых и двупироксеновых габбровых blastsмилонитов* картируется полоса экзоконтактовых амфиболитов умеренного давления, причем габбровый и вулканогенный, а кое-где и терригенный материал совместно деформированы и иногда тектонически перемешаны. В Войкарском массиве высокотемпературная экзоконтактовая оторочка, как и в других полярноуральских массивах, по-видимому, полностью отсутствует, зато подошва позднего надвига в основании габбро-гипербазитовой массы отмечена зоной глаукофановых сланцев, по крайней мере часть которых образовалась по габбровому субстрату [85, 86, 87].

Имеющиеся данные, которых уже достаточно много, позволяют сделать радикальный вывод: все контакты габбро-гипербазитовых массивов Урала (а не только хорошо известные холодные, с меланжем или без него, давно считавшиеся тектоническими), являются тектоническими, одновременными, разного температурного уровня и разных давлений. Динамотермальный ореол Платиноносного пояса — наиболее высокотемпературная экзоконтактовая зона низкого или умеренного давления (пироксен-роговиковая фация); контакты амфиболитового уровня или холодные здесь относительно редки, а признаки высоких давлений неизвестны. В альпийотипных массивах в абсолютном большинстве случаев наблюдаются холодные тектонические контакты, однако встречаются реликты контактовых зон амфиболитового уровня, иногда с проявлениями высоких давлений и контакты глаукофан-сланцевого уровня. Все это говорит о том, что тела не только типа платиноносных, но и альпийотипные в определенные периоды своей истории были термально активными и могли метаморфизовать окружение. Следовательно, холодное взаимодействие габбро-гипербазитовых масс с окружением — не их изначальная особенность, а всего лишь частный случай.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ТЕЛ

Другие указания на агрегатное состояние габбро-гипербазитовых тел в момент внедрения дает изучение их внутреннего строения. Рассмотрим структуру известных массивов Платиноносного пояса и попытаемся установить последовательность динамических событий, ответственных за ее формирование.

В массиве Денежкин Камень картируется неширокая оторочка средне- и высокотемпературных тектонитов амфиболитовой и пироксен-роговиковой ступени — свидетельство горячего контакта габбро-гипербазитовой массы с вулканогенным окружением. Текстура амфиболитов и роговиков сохраняет следы высокотемпературного пластического течения, ламинарного или сопровождавшегося образованием складок, пльчатости и т. п. Микроструктура, напротив, обычно не несет следов деформации или направленной кристаллизации, что, без сомнения, связано со снятием напряжений при синтетектонической рекристаллизации. Простираение тонкой метаморфической полосчатости в роговиках и полосчатости и сланцеватости в амфиболитах полностью подчинено конфигурации внешнего контакта массива. Эти породы образуют "залит" у южного окончания дунитового

* А.С. Варлаков [10] рассматривает первые как закаленную фацию пироксенитов, а вторые — как контактовые роговики, хотя принадлежность и первых, и вторых к разряду blastsмилонитов, образовавшихся по пироксенитам и габбро, подчеркивалась неоднократно [31, 91, 92].

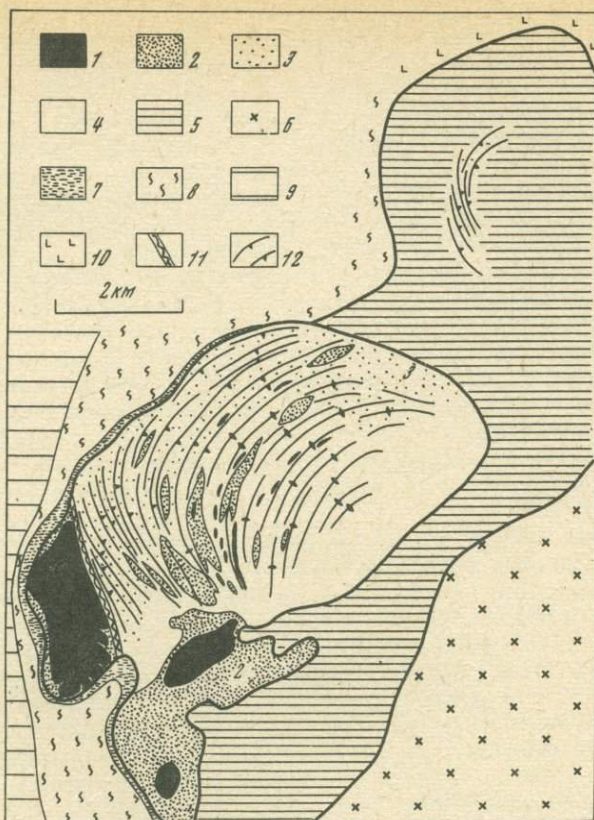


Рис. 53. Схема геологического строения массива Денежкин Камень (по данным геологических съемок А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой, 1960–1963 гг.)

1 — дуниты; 2 — пироксениты; 3 — тилаиты; 4 — полосатые оливковые габбро с гранобластовой структурой; 5 — эпигаббровый комплекс; 6 — гранитоиды; 7 — роговики; 8 — амфиболиты; 9 — зеленые сланцы и вулканиты ордовика (?); 10 — вулканиты нижнего силура; 11 — зона древнего горячего тектонического шва (тонкополосчатые и брекчиевидные троктолиты); 12 — простираение полосатых текстур в гипербазитах и габбро

тела Желтой Сопки, довольно глубоко вдающийся внутрь массива (рис. 53). Таким образом, ближайшее окружение массива составляют тектониты, образование которых можно связывать с непосредственным воздействием габбро-гипербазитовой массы на вулканогенную раму. Внутренняя структура массива явно автономна, однако местами чувствуется тенденция ее приспособления к очертаниям внешнего контакта.

В общей картине строения массива можно выделить в первом приближении жесткие (нестратифицированные) участки и стратифицированную часть, в которой, в свою очередь, выделяются зона полосатых бластомилонитовых габбро и зона полосатых габбро равномернозернистой структуры, связанные постепенным переходом. Оставляя пока без рассмотрения северо-восточную часть массива, в которой вырисовывается самостоятельная концентрическая структура Журавлева Камня, сложенная эпигаббровым комплексом, отметим, что строение стратифицированной части достаточно

закономерно. Во внешней дуге полосчатость падает всюду под углами от 20 до 60° внутрь массива. По мере приближения к центру массива падение становится более крутым и приближается к вертикальному. Таким образом, разрез стратифицированной части представляет собой в общем моноклиналь с закономерным изменением углов падения. Можно говорить о верхней и нижней частях разреза; нетрудно заметить, что толща blastsмилонитов видимой мощностью около 2 км приурочена к низам разреза и в северо-западном секторе массива непосредственно налегает на зону экзо-контактовых тектонитов — роговиков и амфиболитов.

Поскольку последние в своем образовании прямо связаны с воздействием всей габбро-гипербазитовой массы, а структура blastsмилонитовой серии приспособливается к очертаниям внешнего контакта, то образование экзоконтактовых горячих тектонитов и габбровых blastsмилонитов, по видимому, происходило одновременно. Поэтому blastsмилониты следует квалифицировать как эндоконтактовые тектониты, синхронные с образованием экзоконтактовых тектонитов и, следовательно, с внедрением массива в вулканогенное окружение. Становится понятной их приуроченность к западному лежащему боку массива — к зоне наивысших тектонических напряжений.

Рассмотрение общей структуры дает возможность сделать еще одно заключение. Плавные очертания западного контакта массива осложнены контуром дунитового тела Желтой Сопки. Этот сравнительно жесткий участок разделяет здесь роговики и габбровые blastsмилониты, являясь как бы областью относительного тектонического покоя между двумя областями интенсивного пластического течения. Можно предполагать, что дунитовое тело вместе с пироксенитовой каймой представляет собой фрагмент, оторванный от поля дунит-пироксенитового состава, которое картируется в юго-западной части массива. Возможно, что дунитовое тело располагалось ранее на 1 км южнее, а затем было оторвано и продвинуто вдоль западного края blastsмилонитовой зоны. Образовавшийся разрыв был заполнен роговиками и амфиболитами. При этом находит прекрасное объяснение уже упоминавшаяся 200-метровая зона между дунитами и blastsмилонитами, сложенная тонкополосчатыми (можно сказать, сверхтонкополосчатыми) троктолитами. Ее с полным основанием можно рассматривать как горячий тектонический шов между глыбой дунитового тела и ламинарно-пластичной массой blastsмилонитов. Находит объяснение и отсутствие здесь пироксенитовой каймы, обычно окружающей дуниты.

Полностью аналогична описанной ситуации в западной части другого платиноносного массива — Кытлымского (см. рис. 17). По сравнению с Денежкиным Камнем здесь, в разрезе blastsмилонитовой серии, гораздо больше гипербазитовых слоев, а габбро в среднем содержат меньше плагиоклаза. Среди поля стратифицированных пород выделяются относительно жесткие участки — Иовское и Косьвинское дунитовые тела с их ближайшим окружением.

Рисунок концентрических структур, сложенных породами эпигаббрового комплекса — Серебрянской и Валенторской, в Кытлымском и структуре Журавлева Камня в Денежкинском массиве весьма напоминает таковой структур эпидунитового комплекса, хотя временами выражен и не столь резко. В больших габбро-норитовых полях структура создается не полосчатостью, а трахитоидностью — ориентированным расположением табличек плагиоклаза. Появление в габбро-норитах полосчатости всегда связано с деформацией и метасоматозом. Трахитоидность не столь явно связана с этими явлениями, однако ее гораздо естественнее объяснять относительно слабой деформацией, чем вязким течением толеитовой магмы. Во всяком

случае, трахитоидные габбро-нориты Валенторской структуры обнаруживаются в своей микроструктуре признаки деформации и рекристаллизации — гранобластовые структуры, "облачный" плагиоклаз и т. п. В пользу такого вывода свидетельствует и тот факт, что крупные массы габбро-норитов типа Валенторской структуры, как и blastsомилониты эпидунитового комплекса, с запада окружены зоной "стресс-роговиков".

Следует остановиться на особенностях внутреннего строения упоминавшихся выше жестких участков, связанных постепенными переходами с зонами пластического течения. Об их "жесткости" можно говорить лишь в общих чертах, в том смысле, что в них не имело места правильное ламинарное течение всей массы горных пород. Следы же более ограниченных и нерегулярных пластических деформаций в их пределах совершенно обычны. Так, в контактах дунитов и пироксенитов можно наблюдать блоки пироксенита, закатанные в оливиновой массе, вытягивание пироксенитовых участков в длинные линзы и т. д. В дунитах Желтой Сопки и Иовского тела повсеместно наблюдаются плитчатая отдельность, деформация прямолинейных габбровых жил, проявления blastsомилонитовых структур. В целом жесткие участки отличаются от стратифицированных более слабыми и беспорядочными ориентированными деформациями, указывающими на то, что, оставаясь областями относительного тектонического покоя, они все же участвовали в общем пластическом течении, которым была охвачена вся габбро-гипербазитовая масса.

В отдельных случаях по границам жестких участков могли происходить срывы, отделявшие их от зон твердопластичного течения. В частности, дунитовое тело Желтой Сопки обнаруживает явную тенденцию отделиться по зоне сверхтонкополосчатых троктолитов от большого поля blastsомилонитов. Дунитовые тела Вересового и Светлого Бора в Качканарском массиве, генетически тождественные Желтой Сопке, уже не имеют прямой связи со стратифицированным полем Качканара и отделены от него роговиками и амфиболитами. Такое же положение занимает дунитовое тело Соловьевой горы в Тагильском массиве, отделенное от стратифицированной массы на востоке широкой полосой кытлымитов. Гравиметрические данные подтверждают представление об этих телах как о бескорневых мегабудинах, облекаемых метаморфизованными и деформированными вулканогенными породами. Детальные карты массивов Платиноносного пояса дают возможность считать, что существует непрерывный ряд структурной позиции жестких участков, приуроченных к западным контактам, — от положения дунитовых тел Кытлымского массива, составляющих неразрывное целое со стратифицированным пироксенит-тылаитовым разрезом, к положению Желтой Сопки, существующей как бы накануне отрыва от главной массы гипербазитов и габбро, до позиции уже отторгнутых дунитовых тел Качканарского, Тагильского и Ревдинского массивов (рис. 54). Как правило, промежуток, возникающий при отторжении таких тел, заполняется роговиками и амфиболитами. В некоторых случаях можно предполагать разрыв и крупных стратифицированных полей. Например, есть основания считать, что Косвинская и Тылай-Конжаковская структуры в Кытлымском массиве, сложенные одной серией пород, образовались при разрыве некогда единого крупного блока с заполнением образовавшегося широтного промежутка роговиками (кытлымитовая зона Катышорского хребта).

В свете изложенного находит рациональное объяснение также факт существования в некоторых массивах Платиноносного пояса нескольких конфокальных структур, каждая из которых имеет свой структурный план. Так, в Кытлымском массиве картируется пять автономных структур, в Денежкинском — две. Каждая из них, по-видимому, представляет собой

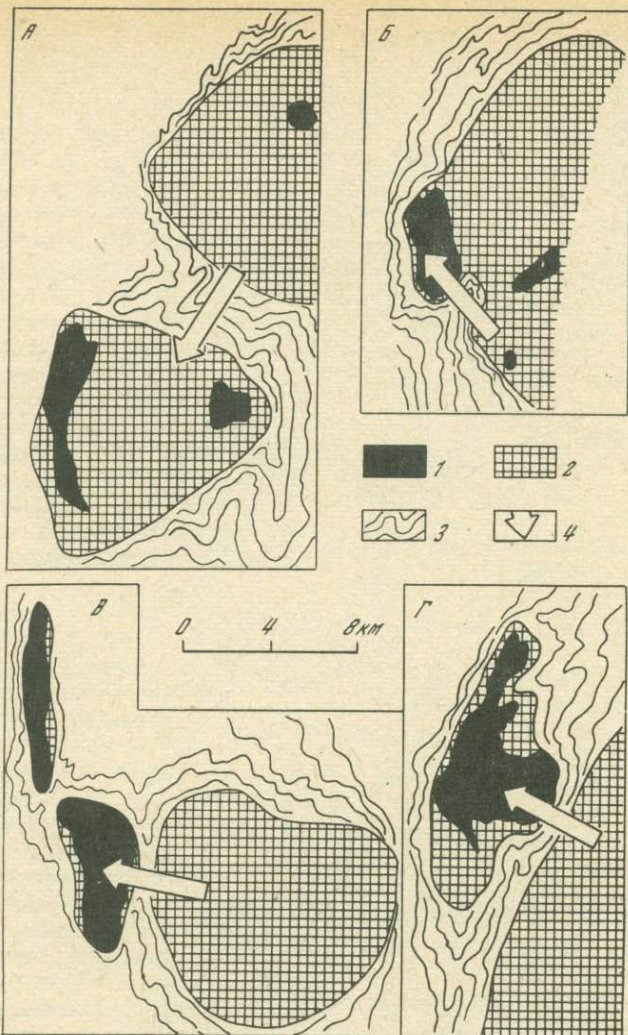


Рис. 54. Различия в тектонической позиции дунитовых тел Платиноносного пояса

А — Кытлымский массив. Сосновское, Косьвинское и Иовское дунитовые тела составляют одно целое с эпидунитовым комплексом и деформированы вместе с ним; Б — массив Денежкин Камень. Дунитовое тело Желтой Солпки контактирует со стратифицированной частью эпидунитового комплекса по горячему тектоническому шву, образовавшемуся в процессе продвижения дунитового тела от места его первоначального залегания; В — Качканарский массив. Дунитовые тела Светлого и Вересового Бора полностью отчленены от поля эпидунитового комплекса и со всех сторон окружены роговиками и амфиболитами; Г — Тагильский массив. Дунитовое тело Соловьевой горы отделено от поля эпидунитового комплекса полосой роговиков.

1 — дуниты; 2 — эпидунитовый комплекс; 3 — метаморфиты пироксен-роговиковой и амфиболитовой фаций; 4 — предполагаемые направления, по которым происходило расчленение некогда единых блоков

самостоятельный тектонический блок со своей собственной "горячей тектоникой", а места сочленения таких блоков являются высокотемпературными тектоническими швами, время образования которых относится к моменту внедрения массивов. Горячие швы — это те реальные зоны, по которым происходила аггломерация, сварка блоков, жестких и стратифицированных, дающая в результате те геологические тела, которые принято называть массивами.

Идея динамометаморфического генезиса полосатых текстур в породах габбро-гипербазитовых серий Платиноносного пояса и тектонической природы геологических мегаструктур, картируемых по полосчатости, дает возможность нового понимания той картины внутреннего строения платиноносных массивов, которая до недавнего времени представлялась достаточно загадочной, а в изложении некоторых авторов — совершенно специфической особенностью "зональных" комплексов Платиноносного пояса. Благодаря тому, что многие массивы Платиноносного пояса имеют детальные структурные карты, составленные, кстати сказать, до появления этой идеи, сейчас становится возможным выделить внутри них деформированные блоки, жесткие блоки (своего рода "срединные массивы"), зоны древних тектонических швов разного времени образования и с проявлениями разных процессов (изохимического динамометаморфизма, гранитизации и т. д. [39, 40, 44]).

Массивы альпийского типа, собственно офиолитовые, изучены в структурном отношении гораздо хуже, и это, безусловно, связано с трудностями расшифровки более сложной и длительной истории их метаморфизма. Хотя метаморфизм в офиолитовых комплексах Урала сейчас усиленно изучается многими авторами на многих объектах, полноценного картографического отражения эти новые данные еще не нашли. Даже для самых крупных и хорошо обнаженных массивов Полярного и Южного Урала структурные карты еще не составлены. Однако уже то, что имеется, позволяет высказать определенные суждения. Во-первых, "прототектоника" тех частей массивов, которые сложены породами, в полном смысле являющимися гипербазитами и габбро, принципиально ничем не отличается от установленной для Платиноносного пояса. Динамометаморфическая полосчатость в гарцбургитах, кальцийсодержащих гипербазитах и габбро очерчивает в них подобные же концентрические или линейными, но менее правильные структуры — блоки. Во-вторых, блоковое строение массивов проявлено в еще большей степени, чем в Платиноносном поясе; здесь больше внутренних несогласий и этапов структурной перестройки. В-третьих, длительная история тектонических перемещений выразилась здесь в том, что в отличие от Платиноносного пояса, где мы можем наблюдать внутренние древние тектонические швы, по существу, одного поколения, образовавшиеся и потом законсервированные в почти первоначальном виде, в альпийских массивах такие швы — чрезвычайная редкость. Обычно они обновлены в течение последующих динамических эпох, и при этом каждая эпоха, как правило, дает свои внутренние тектонические швы на своем уровне метаморфизма. В результате возникает необычайно сложная картина, должным образом не расшифрованная еще ни для одного уральского объекта из числа истинно офиолитовых. Следует надеяться, что это будет сделано в ближайшие годы.

Из сказанного следует, что габбро-гипербазитовые массивы Урала, рассматривавшиеся в прошлом и петрологами, и тектонистами в первом приближении как монолитные жесткие глыбы, магматические "отливки", пусть даже модифицированные метасоматозом, в действительности претерпели длительную и сложную историю деформаций, ранние этапы которой вообще не имеют отношения к истории деформаций толщ, в

которых они находятся. И если процессы их преобразования при умеренных и низких температурах никем не оспаривались (хотя до недавнего времени особого внимания и не привлекали), то деформации при высоких температурах, соответствующих примерно температурам гранулитовой фации метаморфизма, долгое время, по существу, игнорировались.

В течение почти столетия исследователи, среди которых были необычайно тонкие наблюдатели, не видели признаков высокотемпературного твердопластичного течения в гипербазитах и габбро, т.е. следов самых ранних и самых важных для понимания природы этих образований процессов. Объяснение этому странному обстоятельству можно найти в словах Н.К. Высоцкого, автора классической монографии, посвященной Платиноносному поясу: "Эта полосчатая структура... представляет собой явление первичное, так как в описываемых габбро всякие следы динамометаморфизма в большинстве случаев отсутствуют совершенно, а если и появляются, то лишь в такой слабой степени, как облачное погасание, изгибы и микроскопические сдвиги лейстовидных кристаллов, местные раздробления отдельных более крупных зерен и т. под." [17, с. 385]. Эта цитата объясняет дело. Даже самых внимательных наблюдателей-петрографов гипнотизировала ненапряженная микроструктура полосчатых пород, не позволяющая предположить динамометаморфический генезис полосчатых текстур. Возможность полной синтетектонической рекристаллизации при высокой температуре, т.е. явления, аналогичного отжигу в металлургии, уничтожающему все следы деформации в микроструктуре, не принималась во внимание*. Между тем полный отжиг свойствен всем высокотемпературным тектонитам (достаточно вспомнить ненапряженную микроструктуру пироксен-плагиоклазовых роговиков, имеющих мелкоплойчатую текстуру).

Для дальнейшего изложения особенно важен вывод, что гипербазиты и габбро пережили эпоху деформации самой различной сложности и с этой точки зрения являются типично метаморфическими породами, — по существу, кристаллическими сланцами специфического состава, фемическими гнейсами, не имеющими аналогов в других формациях земной коры. Мы снова, но на новом, разумеется, уровне должны вернуться к некоторым незаслуженно забытым, а с современной точки зрения, конечно, наивным представлениям предшественников: как известно, почти 100 лет назад Е.С. Федоров [156] называл уральские полосчатые габбро "сиенито-гнейсами".

Внутренняя структура уральских габбро-гипербазитовых массивов есть прежде всего результат деформации, связанной, как можно полагать, с транспортировкой твердопластичных глубинных блоков в верхние горизонты коры. Следует отчетливо осознать, что независимо от наших представлений о предыстории габбро-гипербазитовых комплексов, в своем теперешнем виде они практически полностью сложены горными породами, являющимися тектонитами. Представление о габбро-гипербазитовых телах как о монолитах с таинственной "прототектоникой", вызванной какими-то иными причинами, помимо тектонических, не имеет оснований.

Новая структурная трактовка уральских габбро-гипербазитовых массивов парадоксальна: это во всех случаях тектонические блоки — от горячих до холодных, сложенные тектонитами и часто облекаемые тектонитами, образовавшимися по породам окружения.

*Примером может служить работа Г.Г. Кравченко [77], содержащая прекрасные описания явлений "горячей тектоники" в хромитовых рудах; для объяснения этих явлений автору приходится допускать существование дунитовой магмы и рудно-силикатного расплава.

Вопрос о происхождении вещества магнезиальных гипербазитов обсуждается в мировой литературе уже несколько десятков лет. При этом имеются в виду главным образом дуниты и гарцбургиты, входящие в альпинотипные комплексы. Как известно, отсутствие достоверных геологических наблюдений, которые говорили бы о внедрении этих пород в виде расплава, в свое время вызвало к жизни гипотезу "кристаллической каши" Н.Л. Боуэна. Эта гипотеза, весьма уместная в свое время, сейчас должна стать достоянием истории: в гипербазитах не обнаружено признаков кристаллизации в два этапа, как этого следовало бы ожидать исходя из гипотезы "каши". Имеется достаточно доказательств того, что гипербазиты или сложены равновесным агрегатом синхронно образовавшихся зерен, часто с почти идеальной, равновесной в физическом смысле структурой — полигонально-зернистой (гранобластовой), или обнаруживают многочисленные признаки дробления и рекристаллизации, т.е. во многих отношениях, если не считать специфический химический состав, аналогичны кристаллическим сланцам. Признаки того, что магнезиальные гипербазиты внедрялись в структуры окружения в твердом или твердопластичном виде, обнаруживаются и в самом веществе этих пород, и в характере воздействия, которое они оказывают на окружение.

Если эксперименты Н.Л. Боуэна [170], накладывавшие ограничения на существование предельно магнезиальных расплавов в земной коре, говорили только о том, что дунит-гарцбургитовой магмы не должно быть, то эксперименты 60-х годов в сочетании с новейшими данными глобальной тектоники имели крупнейшее позитивное значение: они позволили связать динамические процессы в коре и верхней мантии с процессом выплавления базальтовых магм [20, 60 и др.]. В результате возникла концепция, согласно которой вещество магнезиальных гипербазитов следует рассматривать как тугоплавкий остаток, образующийся при выплавлении базальтовой магмы из гипотетического недифференцированного вещества мантии — пиролита. Этот остаток (рестит) в том виде, как мы можем наблюдать его на земной поверхности, безусловно, уже испытал трансформацию, и парагенезисы гипербазитов едва ли отражают первичные мантийные условия, т.е. условия в области их генерации. Включения дунита в базальтах океанических островов, вынесенные с глубин не менее 100 км и отражающие РТ-условия этих глубин, были деформированы еще до того, как были захвачены базальтовой магмой, т.е. уже к этому моменту были сложены метаморфической породой [197].

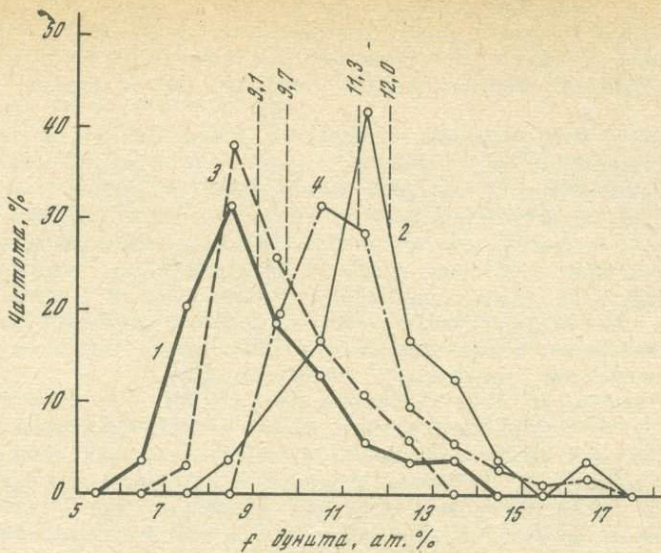
Таким образом, реститогенная природа дунитов и гарцбургитов офиолитовых комплексов может считаться наиболее вероятной и обоснованной солидными фактическими данными. Соотношения дунитов и гарцбургитов в уральских альпинотипных комплексах достаточно сложны и временами противоречивы, хотя эти породы в совокупности слагают устойчивую и во многих отношениях автономную ассоциацию. Первые попытки расшифровать ее сложную историю [137, 139] показывают, что в веществе гипербазитов зафиксирован не один этап высокотемпературной деформации и явлений высокотемпературного метасоматоза (например, хорошо известные метасоматические дунитовые жилы в гарцбургитах Полярного Урала, описанные еще А.Н. Заварицким [51]). Следует признать, что входящий в употребление термин "мантийный тектонит" как нельзя лучше определяет сущность этих пород.

Однако магнезиальные гипербазиты (во всяком случае, дуниты) не

являются принадлежностью только офиолитовой ассоциации. Они известны на платформах в составе комплексов различного рода в связи с полосатыми габбро ("расслоенные интрузии"), щелочными породами и т.д. Природа гипербазитов в комплексах платформенного типа не является предметом такого оживленного обсуждения, и даже в работах самого последнего времени часто как само собой разумеющееся предполагается, что по крайней мере большая часть этих гипербазитов имеет кумулятивное происхождение или образовалась путем дифференциации базальтовой магмы в коре тем или иным путем. Иными словами, предполагается, что сходство гипербазитов в разных ассоциациях есть результат конвергенции. Автор в свое время сформулировал "проблему дунита" [28], которая в ее первоначальной постановке уже не отвечает современному состоянию вопроса, однако высказанная тогда впервые идея генетического единства всех гипербазитов не потеряла актуальности. Говорить об этом снова приходится, во-первых, потому, что, несмотря на огромный прогресс в понимании гипербазитов офиолитовой ассоциации, представления о существовании гипербазитов — дифференциатов базальтовой магмы — все еще достаточно популярны, а во-вторых (и это особенно важно), — по той причине, что за последние годы стала гораздо более ясной, чем это было раньше, природа дунитов Платиноносного пояса, когда-то считавшихся эталоном "базальтоидных" гипербазитов.

Давно сделанный автором вывод о генетической самостоятельности дунитов и реликтовой природе дунитовых тел Платиноносного пояса предполагал, что в ряду оливиновых пород пояса имеется дискретность, выражающаяся в существовании первичного дунита и вторичных метасоматических оливиновых пород (метадунитов), отличающихся от первичного дунита большей железистостью, иным составом рудного минерала и содержаниями микроэлементов. Новые аналитические данные по разрезам отдельных дунитовых тел впервые позволили вычислить средневзвешенный состав дунита для каждого из разрезов, т.е. установить индивидуальные отличия каждого из этих тел в отношении валового состава. Оказалось, что тела, будучи сложены близкими по составу дунитами, определенно различаются распределением состава и средней железистостью [30]. Наименьшее значение этой характеристики отмечается для Желтой Сопки (среднее 9,1 ат.%), несколько более высокое — для Соловьевой горы (среднее 9,7%) и явно более высокое — для разреза Иовского тела (среднее 12,0 ат.%). Представительность опробования не позволяет рассматривать даже небольшое (0,6 ат.%) различие между двумя первыми разрезами как случайное, резкое же отличие от них третьего разреза не оставляет сомнения в том, что каждое из изученных тел, по крайней мере в изученном сечении, имеет свой уровень железистости. По средней железистости тела платиноносных дунитов представляют собой ряд, существование которого нельзя объяснить только местными отклонениями от среднего типа (рис. 55).

Аналитические данные по составу оливина и акцессорного хромита из изученных разрезов иллюстрируют достаточно хорошую корреляцию (см. рис. 5). Подавляющая часть фигуративных точек группируется в зоне, ограниченной значениями отношения $f_{Cr}:f_{O1}$ от 7 до 9. Отклонения немногочисленны и связаны, как правило, с повышенным количеством хромита в породе. В целом же, несомненно, состав хромита определяется составом дунита и связан с ним линейной зависимостью. Следовательно, во-первых, оливин и хромит слагают равновесный парагенезис, состав минералов в котором изменяется сопряженно; во-вторых, вся совокупность хромитсодержащих оливиновых пород Платиноносного пояса



Р и с. 55. Распределение платиноносных дунитов по общей железистости
 1 — Желтая Сопка (54 ан.); 2 — Иовская Пропась (24 ан.); 3 — Соловьева Гора (67 ан.); 4 — Кондерский массив платиноносных дунитов на Алданском щите (105 ан.)
 по А.А. Ефимову и И.Ф. Таврину [43]

образует единый ряд равновесных парагенезисов, составы оливина и хромита в которых связаны моновариантной зависимостью и однозначно коррелируются с составом породы.

Из этого следует, что в ряду оливиновых пород Платиноносного пояса нет признаков дискретности. Поскольку вид моновариантных зависимостей, связывающих составы дунита, оливина и хромита, остается неизменным для всех членов ряда, правомерно предположение об образовании всего ряда в сходных физико-химических условиях и об отсутствии в этом ряду какого-то особого участка, соответствующего "первичному дуниту". Нет основания отличать крайние и промежуточные члены ряда и по другим признакам — по структурам, текстурам, наличию хромитовых скоплений и т.д. По-видимому, парагенезисы всех оливиновых пород Платиноносного пояса — от самых магнезиальных дунитов до магнетитовых оливинитов — суть продукт одного и того же процесса.

Метаморфо-метасоматическая природа метадунитов и магнетитовых оливинитов (см. гл. 3) установлена достаточно определенно, поэтому можно думать, что установленные индивидуальные различия в среднем составе дунитовых тел обязаны тому же процессу, который привел к образованию на месте дунита пироксенитов и части габбро. Привнос железа из зон замещения, по-видимому, не ограничивался краевыми зонами дунитовых тел, как это вытекало из прежних данных, но захватывал всю массу дунита, причем масштабы привноса были различны в каждом дунитовом теле. Высокая железистость относительно небольшого Иовского тела, окруженного гораздо большим полем пироксенитов, чем другие дунитовые тела, хорошо объясняется именно с этой точки зрения.

Таким образом, уральские платиноносные дуниты (и даже более — все оливиновые породы Платиноносного пояса) представляют собой моновариантную серию метаморфических пород, в которых можно на-

блюдать лишь новообразованные парагенезисы. "Первичного дунита" как конкретной горной породы, по-видимому, не существует. Можно говорить лишь о первично мантийной дунитовой субстанции, химизм которой, вероятно, соответствовал химизму магнезиальных членов этой серии.

В согласии с этим выводом находятся и другие данные, в частности микроструктурные и геологические. Дунит или представляет собой кристаллический агрегат с наиболее равновесной (гранобластовой) микроструктурой, свидетельствующей по меньшей мере о том, что порода была рекристаллизована, или имеет бластокатакластическую структуру, фиксирующую этап дробления, следы которого более или менее уничтожены последующей рекристаллизацией. Платиноносные дуниты Урала и сходные с ними платиноносные дуниты Алданского щита [43] не имеют признаков внедрения в виде расплава, но появляются только в составе сложных комплексов, оторванных от места генерации.

Оценки температур кристаллизации дунита [96, 97], впрочем, как и оценки глубин формирования [95], можно считать сугубо ориентировочными, так как расчеты основаны на многочисленных допущениях. Дунитовый парагенезис устойчив в широком интервале температур и давлений; в последнее время получены косвенные, но, может быть, более надежные данные, позволяющие определить фаціальную принадлежность парагенезиса дунитов Платиноносного пояса. Это данные по метаморфизму ранних метасоматических жил троктолитового и норитового состава, секущих дунит [40]. Жилы пережили довольно слабую, но достаточно заметную деформацию и метаморфизм в условиях амфиболитовой фации умеренного давления. Поскольку жилы заключены в дунитовой массе, то неизбежен вывод, что в этих же условиях был преобразован и весь вмещающий жилы дунит. Наблюдаемый парагенезис платиноносных дунитов можно считать возникшим в тех же условиях. Следовательно, дунит Платиноносного пояса — это первично мантийный продукт, испытавший длительную трансформацию в твердом виде, окончательно сформировавшийся как горная порода уже в условиях коры и не сохранивший следов какой-то более ранней магматической истории.

Подводя некоторый итог, можно сказать, что как уральские, так и в особенности мировые данные позволяют считать магнезиальные гипербазиты офиолитовой ассоциации изначально метаморфическими породами — веществом мантии, мантийным реститом, испытавшим длительную и сложную трансформацию, отдельные этапы которой еще далеко не ясны. Уральский вклад в установление их природы в общем пока невелик. Он, по-видимому, более значителен в вопросе о природе дунитов в ассоциациях типа платиноносной. Дунитовое вещество в этих ассоциациях также следует считать реститом, однако его метаморфическая история представляет более короткий, а механизм, с помощью которого оно появляется в структуре коры, — отличным от механизма появления офиолитовой ассоциации.

ПРИРОДА КАЛЬЦИЕВЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Вопрос о генезисе пироксенитов и верлитов — традиционно уральский; его обсуждение имеет уже более чем 50-летнюю историю. А.Н. Заварицкий [50] первый предположил, что оболочка пироксенитов, почти неизменно окружающая тела платиноносных дунитов, и жилы пироксенитов в дунитах являются образованиями реакционными, т.е., выражаясь современным языком, метасоматическими, и обязаны своим появлением

реакции твердого дунита с габбровой магмой. Вывод А.Н. Заварицкого стал достаточно популярным на Урале и за его пределами; так, например, в работе Ч. Смита [226], посвященной комплексу Бэй оф Айлендс на Ньюфаундленде, пироксениты рассматривались (со ссылкой на А.Н. Заварицкого) как реакционные породы.

Вывод А.Н. Заварицкого предполагал существование твердого дунита и габбровой магмы. В последующее время выяснилось, что в Нижне-Тагильском дунитовом массиве, который послужил основой для вывода, габбро вообще отсутствуют (если не считать незначительного по размерам тылаитового участка внутри пироксенитовой каймы), а те породы, что принимались за габбро, должны быть отнесены к кытлымитам, т.е. диафорированным контактовым роговикам [98]. Тем не менее при детальном изучении контактов дунит-пироксенит в других платиноносных массивах были получены новые, весьма веские доказательства метасоматической природы пироксенитов; эти новые данные позволили считать, что метасоматоз никак не связан с влиянием магматических габбро и даже более того — в случаях, когда имеется нормальная последовательность дунит—пироксенит—габбро, это последнее габбро можно рассматривать как зону единой метасоматической колонки, появление которой связано с рядом подвижности привносимых компонентов. Наблюдения такого рода явились базой для сделанного автором вывода, согласно которому и пироксенит, и габбро суть синхронные продукты метасоматического преобразования дунитового субстрата. Этот вывод, в свою очередь, неизбежно требовал предположения о существовании мощного внешнего источника метасоматирующего агента.

Данные, полученные при изучении массивов Платиноносного пояса (картина, наблюдающаяся в альпинотипных массивах, вполне аналогична [8, 106 и др.]), неизбежно подтверждают вывод о метасоматической природе всех кальциевых гипербазитов, о развитии их по магнезиально-гипербазитовому субстрату, какие бы новые факты ни обнаруживались. Представления о широком развитии явлений "горячей тектоники" делают более понятными соотношения пироксенитов с дунитами в случае их переслаивания — такие контакты следует считать не просто метасоматическими, но осложненными последующей деформацией. В свете этих же представлений получают совершенно естественное объяснение признаки так называемой "оливинизации" пироксенитов, которым в свое время придавалось большое значение и которые некоторыми авторами рассматривались даже как указание на эпигенетичность дунитов по отношению к пироксенитам. Сейчас можно сказать, что за "оливинизацию" в большинстве случаев принимались картины дисгармоничной, часто хаотической деформации пироксенитов и оливиновых пород; в частности, к именно такого рода явлениям следует отнести так называемую "баранчинскую эруптивную брекчию", описанную С.В. Москалевой [107].

Можно считать, что для Урала проблема метасоматического генезиса пироксенитов и связанных с ними титаномагнетитовых руд качканарского типа, являющихся, по существу, химической фацией пироксенитов [158, 163], обосновывается достаточно строго.

Агент метасоматоза и в особенности источник вещества остаются тем не менее весьма проблематичными. Предположение А.Н. Заварицкого, которое обрело новых сторонников в лице сибирских петрологов [124, 125], не выдерживает критики хотя бы потому, что пироксенитовые зоны вокруг дунитов присутствуют независимо от того, есть ли в окружении габбро. В то же время прежнее предположение автора о пироксенитах как о промежуточной зоне единой метасоматической

колонки между дунитами и габбро весьма уязвимо, так как требует мощного постороннего источника растворов, привнесивших кальций и алюминий.

Можно констатировать: клинопироксениты и верлиты обнаруживают совокупность признаков, говорящих об их метасоматическом образовании за счет магнезиальных гипербазитов, однако существующие объяснения источника вещества в этом процессе неудовлетворительны.

ПРИРОДА ГАББРО

Рассматривать всю совокупность плагиоклазсодержащих основных пород в габбро-гипербазитовых комплексах только как результат дифференциации первично гомогенной базальтовой ("базальтоидной") магмы значит, по глубокому убеждению автора, закрывать глаза на сложность открывающейся картины.

Известно, что габбро подходит к базальту в том смысле, что в близких количествах содержат компоненты, характерные для базальта, но почти отсутствующие в магнезиальных гипербазитах (в первую очередь титан, кальций, алюминий и щелочи). Известно также, что базальты разнообразны и что среди них есть редкие типы, содержащие аномальные количества тех или иных компонентов. Однако существуют большие массы габбро, например троктолитов, по химизму далеких даже от редких разновидностей базальта*. Поэтому вопрос следует сформулировать так: насколько химизм всей совокупности габбро, входящих в габбро-гипербазитовые комплексы, соответствует таковому мировых типов базальта?

Из данных, приведенных в табл. 4 и 5, следует, что среди уральских габбро лишь офитовые лабрадорские габбро-нориты Платиноносного пояса имеют черты устойчивого петрохимического типа и по химизму близки к базальтам андезитовой формации вулканических дуг. Другие группы габбро даже в среднем, не говоря о дисперсии составов (достоинство вспомнить, что обычно это полосатые или таситовые породы, отдельные слои в которых могут иметь даже мономинеральный состав), более или менее резко отличны от базальта. Каждая из них достаточно индивидуальна, что не позволяет говорить о существовании какого-то единого химического типа габбро, свойственного габбро-гипербазитовым комплексам. Однако все эти группы объединяют некоторые общие особенности, из которых наиболее существенны: бедность щелочами и кремнеземом; малые или умеренные содержания титана; высокие содержания кальция и (временами) магния; широкие пределы колебания содержания алюминия. Некоторые из этих различий наглядно изображены на рис. 56. Отчетливо видно, что габбро по сравнению с базальтами существенно обеднены щелочами, в особенности калием, а средние содержания титана в некоторых группах габбро на порядок ниже самых низких средних содержаний этого компонента в базальтах. Эти отличия отмечались ранее (см., например, [72, 233]). Поскольку такие габбро могут слагать целые секторы габбро-гипербазитовых массивов и офиолитовых поясов, становится ясным, что и средневзвешенный состав габбровой части в габбро-гипербазитовых комплексах отличается от среднего базальтового указанными особенностями.

Такой же вывод следует из сравнения габбро с базальтами по норма-

* Нередко существенно оливиновые габбро троктолитового типа сравнивают с пикритами, а иногда отождествляют эти два понятия. В действительности же троктолиты и пикриты, будучи обогащены магнием, резко различаются по содержанию кальция, титана и других компонентов, что исключает возможность применения к высокомагнезиальным габбро термина "пикрит".

Таблица 4
Средние химические составы базальтов
(1 — по Канну [67]; 2–7 — по Кутолину [79])

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	94	110	118	258	90	276	355
SiO ₂	49,61	49,15	45,83	49,22	50,22	47,78	50,86
TiO ₂	1,43	2,09	3,06	1,48	1,66	2,22	1,04
Al ₂ O ₃	16,01	15,09	14,99	15,18	15,16	15,33	17,73
Fe ₂ O ₃	—	3,35	3,90	3,18	5,08	4,09	3,92
FeO	11,49	7,56	8,43	9,32	6,91	7,51	6,33
MnO	0,18	0,17	0,14	0,20	0,18	0,15	0,17
MgO	7,84	7,75	7,65	6,22	4,65	6,99	5,37
CaO	10,32	10,61	10,02	10,47	8,10	9,00	9,81
K ₂ O	0,22	0,30	1,18	0,75	1,32	1,31	1,00
Na ₂ O	2,76	2,23	2,91	2,22	2,92	2,85	2,69
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,48	0,15	—	0,44	0,19
Петрохимические характеристики							
<i>f</i>	45,5	43,7	46,9	52,9	58,5	47,6	51,1
<i>Pl_n</i>	55,3	60,2	48,1	59,3	49,5	49,4	58,0
<i>Sal</i>	49,7	51,5	56,6	53,1	58,9	57,7	62,8
<i>S_{min}</i>	0,72	0,87	0,51	0,84	0,87	0,63	0,86
<i>S₂₅</i>	0,92	1,09	0,67	1,20	1,39	0,84	1,21
<i>X_{Ca}</i>	0,26	0,24	0,27	0,28	0,25	0,23	0,24
Ca:Al	0,64	0,64	0,61	0,63	0,47	0,53	0,50

Примечание. 1 — средний базальт океанического дна; 2 — океанические толеиты; 3 — океанические щелочные оливиновые базальты; 4 — траппы древних платформ; 5 — траппы молодых платформ; 6 — континентальные щелочные оливиновые базальты; 7 — базальты андезитовой формации. Здесь и далее *S₂₅* — степень насыщения нормативной фемической части, рассчитанная для железистости, равной 25 ат.%. Порядковые номера средних составов в табл. 4 и 5 соответствуют порядковым номерам фигуративных точек на рис. 56, 57 и 64.

тивному составу, на основе единой "габбровой нормы" (см. гл. 2), рассчитанной исходя из следующих допущений: силическая нормативная часть содержит только полевые шпаты и изредка корунд; нормативный кварц сюда не включается и рассматривается как результат пересыщения фемической части; железистость фемических силикатов не может превышать 25 ат.%; в случае, когда железистость породы превышает 25 ат.%, все избыточное железо предполагается входящим в магнетит. На диаграмме, связывающей состав нормативного плагиоклаза и общую железистость пород (рис. 57), поля базальтов и габбро, по существу, не перекрываются. Железистость габбро варьирует в гораздо больших пределах, чем железистость базальтов; с учетом дисперсии это отличие было бы еще более ощутимым. Характерно широкое распространение габбро с весьма низкой (ниже 25 ат.%) железистостью; отдельные группы богатых оливином габбро близки по этой характеристике к гипербазитам, с которыми тесно связаны. Все базальты содержат нормативный лабрадор, для габбро же это практически нижний предел — преобладают породы с основным битовнитом — анортитом. Высокая основность плагиоклаза сочетается в габбро с весьма переменным его содержанием в разных группах (табл. 5; см. рис. 63). Сопоставление по составу норма-

Таблица 5
Средние химические составы уральских габбро

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
<i>n</i>	22	28	8	10	6	14	22
SiO ₂	46,99	47,60	46,51	43,44	43,91	46,26	45,21
TiO ₂	0,30	0,74	0,67	0,09	0,08	0,13	0,68
Al ₂ O ₃	19,16	19,69	18,25	9,14	23,00	19,27	10,16
FeO'	9,64	10,29	12,16	8,50	3,46	6,74	12,83
MnO	0,10	0,14	0,14	0,09	0,04	0,08	0,10
MgO	9,24	6,50	6,49	30,02	15,80	15,31	14,28
CaO	13,86	12,62	11,64	7,66	12,56	10,56	15,06
K ₂ O	0,01	0,24	0,20	0,05	0,05	0,05	0,40
Na ₂ O	0,70	2,18	1,38	0,55	0,88	1,55	1,28
Петрохимические характеристики							
<i>f</i>	37,1	47,7	51,8	13,8	10,9	20,0	33,7
<i>Pl_n</i>	88,5	69,0	78,0	81,8	88,3	76,6	64,6
<i>Sal</i>	55,4	62,9	55,0	27,4	62,9	50,4	30,0
<i>S_{min}</i>	0,83	0,68	0,83	0,55	0,49	0,58	0,62
<i>S_{2,5}</i>	0,96	0,90	1,20	—	—	—	0,68
<i>X_{Ca}</i>	0,19	0,24	0,20	0,06	0,03	0,05	0,29
Ca:Al	0,66	0,58	0,58	0,76	0,50	0,50	1,35
Составы, нормированные по отношению к среднему составу базальтаокеанического дна [67]							
SiO ₂	0,95	0,94	0,94	0,88	0,88	0,93	0,91
TiO ₂	0,21	0,52	0,47	0,06	0,06	0,09	0,47
Al ₂ O ₃	1,18	1,23	1,14	0,57	1,44	1,20	0,63
FeO'	0,83	0,90	1,06	0,74	0,30	0,59	1,11
MnO	0,55	0,78	0,78	0,50	0,22	0,44	0,50
MgO	1,16	0,83	0,83	3,83	2,01	1,95	1,82
CaO	1,21	1,11	1,13	0,74	1,14	1,02	1,45
K ₂ O	0,05	1,09	0,91	0,25	0,25	0,25	1,82
Na ₂ O	0,25	0,77	0,50	0,20	0,32	0,56	0,46

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	15	16	17	18	19	20
<i>n</i>	11	33	27	17	13	10
SiO ₂	46,67	41,69	50,16	49,49	41,80	44,30
TiO ₂	0,39	1,10	0,71	0,78	0,65	0,12
Al ₂ O ₃	11,88	18,36	18,10	19,27	22,65	33,47
FeO'	9,74	14,08	11,08	10,42	11,34	2,74
MnO	0,09	0,10	0,09	0,07	0,13	0,01
MgO	14,36	7,87	5,49	5,48	7,58	0,80
CaO	15,81	15,39	11,37	11,28	14,97	17,35
K ₂ O	0,08	0,15	0,62	0,46	0,07	0,03
Na ₂ O	0,95	1,26	2,38	2,70	0,81	1,20

Таблица 5 (окончание)

Компонент	15	16	17	18	19	20
Петрохимические характеристики						
<i>f</i>	27,8	50,2	53,3	51,8	46,0	65,5
<i>Pl_н</i>	76,3	79,4	63,3	61,8	88,9	88,8
<i>Sal</i>	30,9	46,6	54,0	57,6	65,2	96,5
<i>S_{min}</i>	0,71	0,48	0,83	0,74	0,45	—
<i>S_{2,5}</i>	0,33	0,65	1,19	1,04	0,65	—
<i>X_{Ca}</i>	0,28	0,31	0,28	0,25	0,19	—
Ca:Al	1,21	0,76	0,57	0,53	0,60	0,47
Составы, нормированные по отношению к среднему составу базальта океанического дна [67]						
SiO ₂	0,94	0,84	1,01	1,00	0,84	0,89
TiO ₂	0,27	0,77	0,50	0,55	0,45	0,08
Al ₂ O ₃	0,74	1,15	1,13	1,20	1,41	2,09
FeO'	0,85	1,20	0,96	0,91	0,99	0,24
MnO	0,50	0,55	0,50	0,39	0,72	0,05
MgO	1,83	1,00	0,70	0,70	0,97	0,10
CaO	1,51	1,45	1,10	1,09	1,45	1,68
K ₂ O	0,36	0,68	2,82	2,09	0,14	0,14
Na ₂ O	0,34	0,45	0,86	0,98	0,29	0,43

Примечание. 8 — полосатые анортитовые двупироксеновые габбро восточной зоны Войкарского массива; 9 — полосатые двупироксеновые габбро (бластомилониты) западной зоны того же массива; 10 — кварцсодержащие двупироксеновые габбро Малыко (массив Сьюм-Кеу); 11 — троктолиты и оливиновые габбро Изшора (восточная зона Войкарского массива); 12 — троктолиты и оливиновые габбро Шандаши (Кемпирсайский массив); 13 — троктолиты и оливиновые габбро Куагача (тот же массив); 14 — тылаиты — полосатые меланократовые оливиновые габбро (бластомилониты) Кытлымского массива; 15 — тылаиты Денежкина Камня; 16 — амфибол-диопсидовые анортитовые габбро Серебрянского Камня (Кытлымский массив); 17 — лабрадоровые офитовые габбро-нориты Кумбинского массива; 18 — то же, для Кытлымского массива; 19 — полосатые гранобластовые оливиновые габбро Сухогорского Камня (Кытлымский массив); 20 — породы ультралейкократовых (анортозитовых) слоев в оливиновых габбро Платиноносного пояса.

тивного плагиоклаза и степени насыщения фемической части кремнеземом позволяет убедиться в том, что среди габбро в отличие от базальтов преобладают богатые нормативным оливином и существенно оливиновые разности с основным плагиоклазом. Для базальтов характерна большая насыщенность и даже пересыщенность (т.е. парагенезис нормативных пироксенов с кварцем) при лабрадоровом составе плагиоклаза.

Все это позволяет сделать существенный вывод: в отличие от базальтов, средние мировые типы которых, несмотря на имеющиеся различия, образуют тесное сообщество, породы габбрового состава, входящие в габбро-гипербазитовые комплексы, все вместе образуют некую особую химическую общность, границы которой гораздо более широки и по большинству параметров не совпадают с таковыми базальтового сообщества. Внутри габбровой общности разница между химизмом конкретных средних типов, слагающих отдельные сегменты массивов и поясов, может быть большей, чем между неким средним габбро вообще и неким средним базальтом. Габбро образуют особую совокупность горных пород, химизм которой не может быть выведен из химизма базальта.

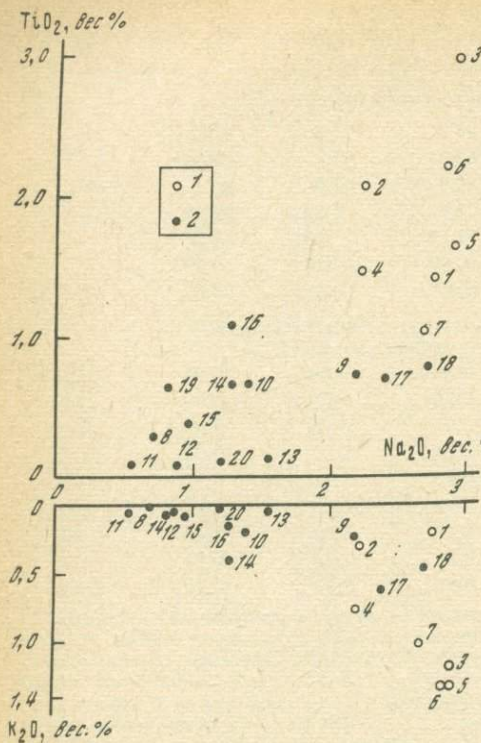
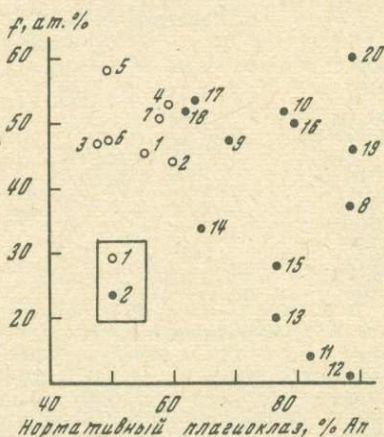


Рис. 56. Различие между базальтами и габбро в отношении содержания титана и щелочей

1 — средние мировые типы базальтов; 2 — средние составы уральских габбро. Цифры при точках соответствуют номерам составов в табл. 4 и 5

Рис. 57. Различие между базальтами и габбро в отношении состава нормативного плагиоклаза и общей железистости породы.

Усл. обознач. те же, что на рис. 56



Это противоречие не осталось незамеченным. Так, Т. Тэйер [232] предположил, что габбро-гипербазитовый комплекс офиолитовой ассоциации, включая и гарцбургиты, образовался в верхних 20–25 км мантии из магмы особого состава, гораздо более магниезильной, чем океанический толеит, не связанной генетически с последним и не имеющей эффузивных аналогов. Р. Колман [73, с. 116], не сомневающийся в отличие от Т. Тэйера в мантийно-метаморфической природе гарцбургитов, объясняет природу существенно габбровой части офиолитового разреза в общем так же: "... вопрос о первичной магме разнообразных офиолитовых ассоциаций остается спорным... Средний абиссальный толеит... не мог явиться родоначальным составом кумулятов; если же в качестве первичной избрать пикритовую магму, то невозможно путем фракционной кристаллизации получить из нее абиссальный толеит... Возможно, что расслоенные образования офиолитов представляют собой "запруженные" расплавы, не сумевшие проникнуть в вышележащий панцирь эффузивов". Таким образом, несоответствие средневзвешенного состава габбровой части офиолитов составу базальта приводит исследователей, убежденных в ортомагматической природе габбро, к мысли о существовании особой магмы, в силу невыясненных причин никогда не изливавшейся на поверхность. Оценки химизма этой гипотетической магмы в зависимости от того, какую часть габбро-гипербазитовых комплексов считать образовавшейся из нее, будут, естественно, различны.

В мировой литературе нет систематических сводок по сравнительной петрохимии габбро и базальтов; устаревшее, стереотипное представ-

ление о габбро в целом как о химическом эквиваленте базальта все еще достаточно прочно. Поэтому неудивительно, что некоторые авторы, мало знакомые с предметом, каждый раз заново открывая для себя этот интересный факт, повторяют все тот же, единственно возможный, с их точки зрения, вывод о существовании особой базитовой магмы, не имеющей вулканических аналогов [157]. С другой стороны, имеются попытки, основанные на неточных данных, найти эффузивный эквивалент даже таким габбро, как тылаиты Платиноносного пояса [68].

Габбро-нориты Платиноносного пояса (см. гл. 6) имеют черты ортомагматической природы, а по некоторым особенностям минералогии и структуры близки к габбро-долеритам и габбро-диабазам, т.е. к породам, для которых магматическая природа и генетическое единство с базальтами не вызывают сомнений. Они специфичны для Платиноносного пояса и пока не обнаружены как самостоятельная группа в офиолитовой ассоциации. Для последней и для половины площади Платиноносного пояса характерны другие габбро, обычно структурно связанные с гипербазитами, внешне очень разнообразные, такситовые или полосатые, имеющие гранобластовую или бластокатаккластическую структуру и содержащие, как правило, плагиоклаз более основной, чем лабрадор.

Существуют два главных типа химических переходов от гипербазитов к габбро в случаях их тесной структурной связи: преобладающий (дунит или гарцбургит — пироксенит — габбро с клинопироксеном и оливином) и более редкий (дунит или гарцбургит — троктолит, т.е. оливинное габбро без пироксена). Последний тип перехода характерен, например, для Кемпирсайского массива и довольно обычен в полярноуральских массивах; в Платиноносном поясе он редок и встречается главным образом в контактах метасоматических жил, секущих дунит. Переход магнезиального гипербазита в ортопироксенит и норит, т.е. в ортопироксеновое габбро без оливина, на Урале известен только для маломощных жильных тел. Два главных типа химической зональности вызваны в основном различной величиной отношения $Ca:Al$ в зоне перехода (см. рис. 3, 64).

В свою очередь, при любом типе химической зональности можно выделить в первом приближении три типа структурной связи гипербазитов и габбро: 1 — штокверкоподобный, или хаотический, когда в гипербазитовой матрице наблюдается сеть жильных или жилородных тел габбро; 2 — линзовидный, или блоковый, когда большая масса габбро вмещает подчиненные линзы или блоки гипербазитов (реже наоборот); при этом в краевых частях блоков соотношения могут быть такими же, как в первом типе; 3 — стратиграфический — чередование параллельных гипербазитовых и габбровых слоев разного состава. Для первого и частично второго случаев имеется достаточно указаний на метасоматическую природу соотношений: нерезкие переходы, химические градиенты в экзоконтактах жил и в краях блоков, позволяющие говорить об инфильтрационных (жилы) и диффузионных метасоматических явлениях, и т.д. Генезис стратифицированных габбро-гипербазитовых серий представляется более сложным и менее очевидным.

Как было показано, химический состав габбро, слагающих полосатые серии, не может быть выведен из состава базальта; в их минералах отсутствуют прямые указания на кристаллизацию из магмы или на существование двух поколений кристаллов — “кумуляса” и “интеркумуляса”, т.е. магматического осадка и магматического остатка, как это следует из кумулятивной концепции Л. Уэйджера [153]; им свойственны наиболее равновесные в строгом физическом смысле [48] микроструктуры,

которые могли образоваться только путем полной рекристаллизации агрегатов и которые следует считать типичными гранобластовыми, или, что наблюдается достаточно часто, микроструктуры дробления и рекристаллизации (бластомилонитовые). Необъяснима с точки зрения магматической кристаллизации замечательная особенность полосатых габбро — независимость состава минеральной фазы от ее количества, т.е. нечто противоположное котектическим соотношениям, свойственным магматическим породам. Эта особенность может быть истолкована лишь единственным образом: ритмично чередующиеся слои, химически и петрографически различные, находятся в состоянии химического равновесия между собой, т.е. образовались в поле равных химических потенциалов [34]. По существу, один этот факт делает неправдоподобным объяснение природы полосчатости явлениями ликвации [82, 100, 101] или многократными инъекциями габбровой магмы в гипербазитовый субстрат [15].

В полосатых сериях, как было показано в предыдущих главах, многочисленны признаки высокотемпературного твердопластичного течения: складки, флексур; линейная ориентировка агрегатов; разнообразие разрывы, будинаж; горячая сварка блоков; явления метаморфической дифференциации — образование мономинеральных скоплений в "тенях давления", в разрывах некомпетентных слоев и т.п. Все подобные явления синхронны с образованием самых полосатых серий. Это дает основание считать всякую полосчатость в них динамометаморфической, а сами полосатые серии — в полном смысле метаморфическими, т.е. сериями своего рода фемических гнейсов, но не образованиями кумулятивной, ликвационной или инъекционной природы [31].

Таким образом, уральские габбро гетерогенны. Лишь для части их можно допустить кристаллизацию базальтовой магмы в камерах крупного масштаба. Это относится к габбро-норитам Платиноносного пояса, однако и эти габбро не обнаруживают признаков магматического внедрения в породы окружения, из чего можно заключить, что сложенные ими тела были внедрены как твердопластичные блоки вместе с блоками эпидунитового комплекса. Другая, большая часть уральских габбро не имеет признаков или реликтов магматического состояния и может рассматриваться как особый класс метаморфических пород, образовавшихся или при метасоматозе гипербазитов, или при метаморфизме проблематичного субстрата, имевшего лишь некоторое химическое сходство с базальтом.

Нетрудно заметить, что этот последний вывод, сделанный автором [32], как будто еще больше отдаляет нас от ответа на вопрос: что же все-таки представлял собой тот гипотетический субстрат, по которому образовалась главная масса габбро? По-видимому, мы не сможем продвинуться дальше, если ограничимся только уральскими данными. Однако прежде рассмотрим историю метаморфизма габбро-гипербазитовых комплексов Урала, которая за последние 10 лет стала гораздо яснее.

ИСТОРИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Из изложенного следует, что все габбро-гипербазитовые комплексы (исключая ту часть массивов Платиноносного пояса, в которой магмогенные габбро сохранили свои первичные черты) уже в момент появления в структуре геологического окружения были сложены метаморфическими породами. Среди них можно выделить мантийные метаморфиты реститогенной природы (дуниты и гарцбургиты без остатков ка-

кого-либо еще более древнего субстрата), метасоматиты, образовавшиеся по ним (метауниты, магнетитовые оливиниты, верлиты, пироксениты и часть габбро), динамометаморфические образования по тем и другим (часть пород полосатых серий, бластомилониты с безводными парагенезисами и т.д.) и, наконец, метаморфиты, природа первичного субстрата которых проблематична (большая часть габбро). Все перечисленные образования, состоящие из безводных силикатов и оксидов, т.е. гипербазиты и габбро в собственном смысле слова, — суть, таким образом, продукты ранней эпохи метаморфизма и метасоматоза, протекавшей и в основном закончившейся до появления габбро-гипербазитовых комплексов в структуре окружения.

Анализ минеральных парагенезисов приводит к заключению, что ранняя метаморфическая эпоха имела место в условиях высоких температур (свойственных гранулитовой фации, т.е. от 700—800°С и, возможно, более высоких, но ниже температуры сухого базальтового солидуса, так как признаков плавления основных вулканитов в горячих контактах не наблюдается) и относительно низких давлений (ниже 7 кбар, на что определенно указывает повсеместное распространение оливинанортитового парагенезиса). Эти условия достаточно своеобразны и не свойственны ни одной из известных фаций регионального метаморфизма; их геологический смысл подробно обсуждается в следующей главе. Однако, если иметь в виду только температуры и давления, условия образования всех метаморфических гипербазитов и габбро можно условно изобразить на общей схеме фаций регионального метаморфизма. В таком случае на схеме, предложенной В.С. Соболевым и др. (см. рис. 58), область продуктов ранней эпохи займет место между пироксен-роговиковой и гранулитовой фациями.

Выше были приведены многочисленные примеры метаморфизма габбро-гипербазитовых комплексов, из которых следует, что с момента появления в коре габбро-гипербазитовые комплексы метаморфизуют чуждое им по составу и фаціальным условиям окружение и сами при этом трансформируются различным образом. Возникают разнообразные продукты поздней, метаморфической уже в общепринятом смысле эпохи. Этот вывод в отличие от предыдущего бесспорен и непрерывно подтверждается новыми данными.

В Платиноносном поясе, по крайней мере в первом приближении, граница между продуктами ранней эпохи и экзоконтактовым ореолом достаточно резка; поздний эндоконтактовый метаморфизм амфиболитовой и более низких фаций проявлен довольно слабо. В офиолитовых комплексах эта граница временами устанавливается с трудом, а зона позднего эндоконтактового метаморфизма может быть увеличена до чрезвычайных размеров, как, например, на Полярном Урале, где она охватывает практически всю площадь выхода массивов. В Платиноносном поясе поздний метаморфизм представляется почти одноактным, в некоторых же офиолитовых комплексах, например в тех же полярноуральских, до предела отчетливо выделяется несколько крупных последовательных эпох деформации и метаморфизма. Причины такого различия следует объяснять прежде всего разной тектонической историей комплексов: массивы Платиноносного пояса находятся в месте своего внедрения, в то время как массивы офиолитовой ассоциации претерпели длительное перемещение, при котором первичный экзоконтактовый ореол, если он и существовал, мог быть полностью уничтожен, единые прежде массы расчленены или, наоборот, расчлененные до этого массы были сварены с образованием тектонических швов самого разного тем-

пературного уровня, а эпохи метаморфизма зафиксированы в веществе новообразованных метаморфитов в виде сменяющих друг друга парагенезисов, структур и текстур.

Резкие асимметричные температурные градиенты, возможно до 200 и более град/км, реконструируемые для экзоконтактов Платиноносного пояса, указывают на то, что источником тепла, обусловившим прогрессивный метаморфизм окружения, во всех случаях были сами габбро-гипербазитовые массы; они же были и причиной деформации вмещающих толщ, синхронной с метаморфизмом. Однако нет признаков того, что они были источником каких-либо флюидных эманаций, проникавших через внешний контакт в раму. Внутри массивов все метаморфические превращения поздней эпохи регрессивны по отношению к исходным парагенезисам гипербазитов и габбро и в большинстве случаев отвечают амфиболитовой ступени умеренных давлений (образование диопсид-анортитовых амфиболитов — серебрянских габбро — по габбро-норитам, бластомилонитов амфиболитовой ступени по жильным габбро в дунитах, гранитизация габбро в зонах древних горячих швов и др.). Случаи прогрессивного метаморфизма в платиноносных массивах пока не обнаружены. Это обстоятельство позволяет считать, что источником энергии во всех преобразованиях поздней эпохи здесь было остаточное тепло габбро-гипербазитовых масс; однако последние не были источником воды, а в ряде случаев, например в зонах гранитизации, следует предполагать также привнос вещества, в первую очередь кремнезема и щелочей, из внешнего источника.

В офиолитовых комплексах также обнаружены реликты высокотемпературных экзоконтактовых ореолов, соответствующие обычно амфиболитовой ступени разных давлений (например, в Кемпирсайском и Хабарнинском массивах). В подобных случаях также намечается существование резких градиентов температуры и иногда давления, связанных непосредственно с контактами габбро-гипербазитовых масс. Эндоконтактовые "габбро-амфиболитовые" зоны, даже самые мощные, типа полярноуральских, также не обнаруживают связи с влиянием какого-то внешнего источника, будучи строго ограниченными в своем развитии внешними контурами массивов, и, так же как в Платиноносном поясе, могут (в смысле источника энергии) рассматриваться как автометаморфические образования. Достоверных случаев прогрессивного метаморфизма в офиолитовых комплексах пока известно немного (образование оливин-тремолитовых, оливин-антигоритовых пород по гипербазитам, до того претерпевших серпентинизацию); по времени они, очевидно, связаны с появлением в геосинклинальной области больших масс гранитоидов. Такие случаи, по-видимому, более обычны и даже представляют собой рядовое явление в офиолитах внутренней части эвгеосинклинальной зоны Урала, восточнее Главного офиолитового пояса.

Химическая эволюция габбро-гипербазитового субстрата в эпоху позднего метаморфизма весьма разнообразна; описанные выше случаи дают представление о диапазоне химических изменений. Имеют место прямо противоположные тенденции (например, базификация и гранитизация), часто, возможно, комплементарные. Однако общая тенденция, не всегда реализуемая, достаточно отчетлива: это стремление к сглаживанию химического контраста между габбро-гипербазитовыми массами и веществом осадочно-вулканогенного окружения.

По-видимому, габбро-гипербазитовое вещество было предельно сухим в момент внедрения. Для поздней метаморфической эпохи, которой свой-

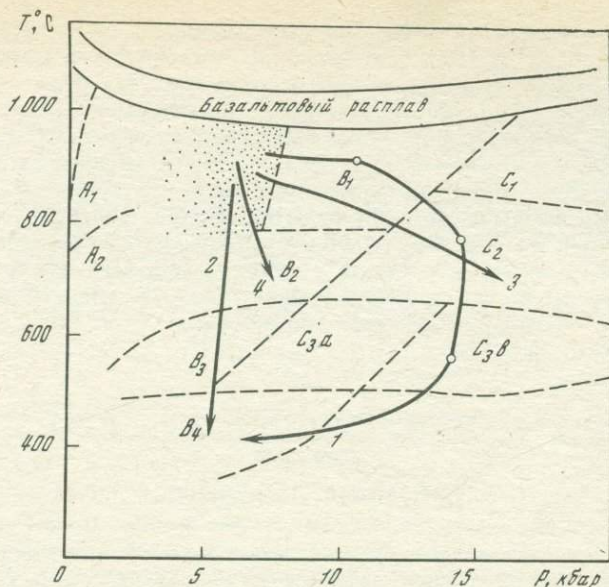


Рис. 58. Качественная схема, иллюстрирующая пути метаморфической эволюции некоторых габбро-гипербазитовых комплексов Урала

1 — Западная, 2 — Восточная зоны Войкарского массива; 3 — Кемпирсайский массив; 4 — Платиноносный пояс. Точки — поле продуктов раннего метаморфического этапа (ПТ — область образования всех гипербазитов и габбро)

ствен водный метаморфизм, степень деформации субстрата и степень его гидратации (давление воды) представляются независимыми, хотя вторая статистически связана с первой. Это подтверждается синхронным образованием парагенезисов водных и безводных (как, например, в случае метаморфизма габбровых жил в платиноносных дунитах) метаморфитов с динамическими структурами и текстурами и здесь же — метаморфитов с почти псевдоморфным замещением ранних парагенезисов поздними.

Трансформацию габбро-гипербазитовых комплексов в позднюю метаморфическую эпоху можно качественно выразить в терминах учения о метаморфизме и изобразить на схеме метаморфических фаций в принятых координатах. В типичных случаях — это всегда регрессивный метаморфизм продуктов ранней эпохи. От некоторой начальной точки (области), изображающей первичные условия образования всех гипербазитов и габбро вне зависимости от состава, намечаются пути регрессивной по температуре, но далеко не всегда по давлению метаморфической эволюции в разных направлениях, определяемых историей каждого конкретного массива или пояса (рис. 58). Метаморфизм окружения, когда он фиксируется в экзоконтактах, напротив, всегда прогрессивный, обычно от зеленосланцевой фации до некоторой предельной точки. Известный для Урала температурный предел — пироксен-роговиковая фация. Таким образом, в габбро-гипербазитовых массивах и их ближайшем окружении можно констатировать самые разнообразные градиенты (фациальные ряды) метаморфизма.

Специфический процесс гидратации гипербазитов — так называемая ранняя, или петельчатая, серпентинизация, давно и углубленно изучаемая

на уральском материале [166], во всех изученных рядах регрессивного метаморфизма габбро-гипербазитовых комплексов оказывается наиболее поздним событием, происходившим в обстановке тектонического покоя.

Детальное изучение метаморфических явлений, связанных с эволюцией габбро-гипербазитовых комплексов в коре, началось сравнительно недавно, и в этой области следует ожидать много интересных результатов и реконструкций. Имеющийся материал пока не позволяет нарисовать общую схему метаморфических событий в масштабе Урала и провести их корреляцию во времени, хотя относительная их последовательность для отдельных массивов и поясов уже достаточно ясна. Из того, что уже имеется, следует вывод общего значения: обнаружен и осознан по существу новый геологический тип метаморфизма, не фигурирующий в известных классификациях.

Глава 9

ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВ*

Успехи последних десятилетий в изучении океанов, в частности открытие гипербазит-габбро-базальтовой ассоциации в рифтовых долинах и трансформных разломах срединно-океанических хребтов, дали основание многим авторам, начиная с Г. Хесса [192, 193, 181], усмотреть аналогию между формациями современного океанического дна и офиолитами континентов. В мировой литературе с конца 60-х годов началось лавинообразное увеличение количества публикаций, в которых офиолиты отождествляются с фрагментами ложа древних океанов.

Эта прогрессивная концепция, впервые четко сформулированная в 1969 г. А.В. Пейве [116], все еще встречается со значительными трудностями в объяснении многих фактов, касающихся механизма образования генеральной последовательности в офиолитовой ассоциации (гипербазит — габбро — базальт).

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Изученность офиолитов на середину 70-х годов достаточно полно охарактеризована Р. Колманом в его сводке, составленной исключительно по зарубежным источникам и недавно переведенной на русский язык [177, 73]. Существование этой сводки во многом облегчает оценку состояния проблемы, позволяя сосредоточиться на нерешенных вопросах и противоречиях современных представлений.

Лейтмотивом книги Р. Колмана является чрезвычайно популярная в настоящее время гипотеза генезиса офиолитов, названная А.В. Пейве и др. [118] мантийно-магматической. Эта гипотеза связывает воедино три элемента: представления о кумулятивном процессе в базальтовой магме, разработанные Л. Уэйджером в 30-х годах на примере знаменитой интрузии Скергаард, современные представления о механизме выплавления базальтовой магмы из вещества мантии и, наконец, новейшую концепцию тектоники плит. Так или иначе, но эта гипотеза объясняет механизм образования

* Оригинальная модель образования офиолитовой ассоциации, излагаемая в настоящей главе, разработана автором совместно с В.Н. Пучковым и впервые опубликована в 1980 г. [41].

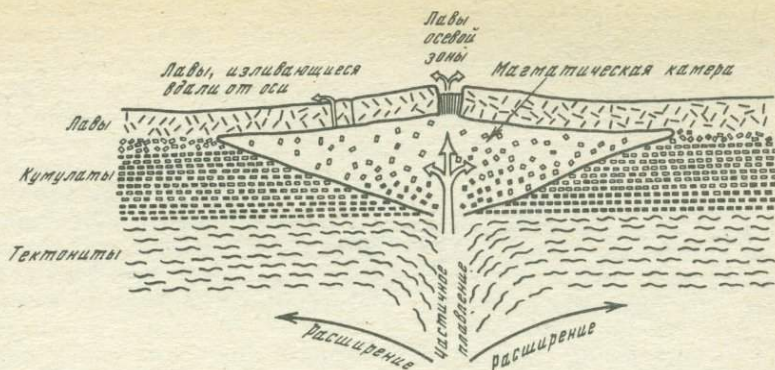


Рис. 59, Принципиальная схема образования офиолитовой ассоциации в представлениях сторонников мантийно-магматической гипотезы. По Ж.-Ф. Парро и Л.-Э. Рикю [217]

офиолитовой ассоциации в целом. Поэтому она стала уже почти хрестоматийной, а иллюстрирующая ее схема десятки раз с незначительными вариациями была повторена в опубликованных работах ([190, 228, 217, 56 и мн. др.]; рис. 59).

Согласно мантийно-магматической гипотезе, офиолиты возникают в области срединно-океанического хребта, где на твердом дунит-гарцбургитовом субстрате, представляющем собой "мантийный тектонит" — тектонизированный тугоплавкий остаток от выплавления базальта из пиролита, образуется магматическая камера, содержащая базальтоидный расплав. Эта камера достаточно обширна и устойчива, чтобы обеспечить условия для кристаллизационной дифференциации магмы с образованием серии кумулятов. В нижней части толщи кумулятов образуется обычно горизонт дунит-верлит-клинопироксенитового состава мощностью, по Р. Колману, 150—750 м (так называемый "полосчатый комплекс", или "критическая зона"). Выше происходит постепенный переход к габброидам, характерная полосчатая текстура которых также имеет кумулятивную природу. Мощность габбро до 3 км. В верхней части габбро появляются дайки комагматических им диабазов, количество которых увеличивается вверх по разрезу до образования сплошного комплекса типа "дайка в дайке". Питающей областью этих диабазов считается все та же магматическая камера, расположенная по оси срединно-океанического хребта на уровне третьего слоя коры (т.е. обычно не глубже 3—6 км от поверхности дна океана). Вверх по разрезу дайки диабазов постепенно исчезают, сменяясь подушечными лавами подводных излияний базальтов, комагматических дайкам. Лавы обычно переслаиваются с пелагическими осадками (карбонатные илы, радиоляриты), завершающими типовой разрез офиолитов.

Одним из наиболее твердо установленных фактов, положенных в основу этой гипотезы, является мантийная природа дунит-гарцбургитовых тектонитов и оторванности их от вышележащих членов разреза по характеру структуры, возрасту и генезису. Ряд доводов в пользу мантийно-метаморфической природы гипербазитов приводится Р. Колманом [7]. Им, в частности, указывается на постоянство состава гипербазитов, что говорит против их кумулятивного происхождения; говорится о проявлениях субсолидусной рекристаллизации, возможной лишь в условиях верхней мантии; приводится ряд убедительных данных по геохимии изотопов и

редких земель. В последнее время появились новые интересные данные того же плана, в частности сообщения о находках высокобарических минералов в альпинотипных гипербазитах [161, 66]. В результате сравнительного петроструктурного анализа гипербазитов офиолитовой ассоциации, мантийных диапиров в континентальной коре, мантийных ксенолитов в кимберлитах и базальтоидах, а также экспериментально деформированных пород показано, что структура гипербазитов формировалась в процессе твердопластичного течения ультраосновного материала, первоначально в мантийных, астеносферных условиях. В качестве признаков твердопластичного течения рассматриваются линейная ориентированность оптических осей минералов, изломы и растаскивание кристаллов с образованием вторичных агрегатов, наличие системы упорядоченных дислокаций в зернах и др. [212—215, 198, 139 и др.]

Что же касается природы базитов и пироксенитов "критической зоны", то их образование непосредственно в магматических очагах, залегающих на глубине третьего слоя океанической коры, вызывает большие сомнения. Имеется целый ряд фактов, не укладывающихся в вышеописанную схему.

1. По общему мнению геофизиков, распространение поперечных сейсмических волн под срединно-океаническими хребтами указывает на отсутствие здесь на коровых и субкоровых глубинах бассейнов, целиком заполненных жидкой магмой, размеры которых были бы сопоставимы с вертикальными мощностями предполагаемых кумулятов [227, 224, 186, 199, 207]. В то же время некоторые геофизики, стремясь увязать получаемые ими результаты с общепринятой моделью, говорят о существовании "магматических резервуаров" под срединно-океаническими хребтами. При этом они имеют в виду выявляемые здесь иногда зоны резко пониженных скоростей сейсмических волн. Такая зона шириной до 20 и более км при мощности 5—6 км довольно хорошо устанавливается под Восточно-Тихоокеанским хребтом с помощью метода преломленных волн [216, 221]. Многоканальная аппаратура позволила уловить также и кровлю этой зоны методом отраженных волн [191]. Однако этот "резервуар" является не бассейном жидкой магмы, где может свободно идти процесс кристаллизационной дифференциации, а зоной, в которой вещество, возможно, находится в частично расплавленном высокопластичном состоянии, причем доля расплава не превышает 20—30% [225]. Более того, "резервуар" значительных размеров выявляется только в участках, где предполагается высокая скорость спрединга. Под хребтами с низкой, порядка 1 см/год, скоростью спрединга "резервуар" имеет согласно эмпирической модели ширину около 1 и мощность около 1,5 км [225].

2. Вывод о подъеме "мантийного тектонита" из глубин мантии к поверхности заставляет предполагать вынос его в твердопластичном состоянии восходящим потоком разуплотненной мантии, выявляемым геофизическими методами под рифтами. Эксперименты по моделированию процессов рифтообразования, основанные на указанном предположении, привели Г. Рамберга [218] к выводу, что поднимающаяся и растекающаяся масса аномальной мантии должна быть значительно более вязкой, чем силикатный расплав, т.е. либо полностью кристаллической, но пластичной, либо смесью, содержащей лишь подчиненный объем расплава. Эксперименты показывают, что жидкое тело таких же горизонтальных размеров, как система рифтовых долин, вызовет полное обрушение вышележащей коры (если только жидкость не плотнее, чем перекрывающая ее кора), погружение коры на дно гигантской камеры и излияние практически всей жидкости на поверхность.

3. Трудности возникают и при попытках оценки состава исходной маг-

мы, из которой согласно обсуждаемой гипотезе образовались кумуляты и базальты офиолитовой ассоциации: для такой магмы нет аналогов в вулканических породах современных океанов [73, с. 62, 116]. Тем более трудно поверить, что такая магма могла дифференцироваться в неглубоко залегающих очагах, но при этом никогда не изливалась на поверхность в недифференцированном виде.

4. Представление о существовании стандартного регулярного разреза офиолитов, на котором основана обсуждаемая гипотеза, далеко не всегда подтверждается наблюдениями на природных объектах и представляет собой, по-видимому, довольно идеализированную статистическую картину. Так, в океанах известны обширные выходы гипербазитов на поверхность океанического дна или непосредственное перекрытие их глубоководными осадками и базальтами; иногда, как в случае гипербазитовых милонитов островов Св. Павла в Атлантике, достаточно достоверно устанавливается внедрение в океаническую кору горячего твердопластичного мантийного материала с глубин первых десятков километров [5, 169, 211 и др.]. Как указывают Ж. Франшето и др. [187], картина, полученная при попытках изучить разрез океанической коры в эскарпах разломных зон при помощи погружных аппаратов, говорит о "литологической гетерогенности, без ясных свидетельств какой-либо простой стратиграфии".

Такая же картина и в складчатых областях континентов. Разрезы офиолитов в них воссоздаются по фрагментам, что неизбежно оставляет место для субъективных оценок. Тем не менее в крупных массивах, например в Войкарском, можно наблюдать линзовидные тела гипербазитов — от нескольких метров до нескольких километров мощностью, "плавающие" в габбро и явно не укладывающиеся в стандартный разрез. В книге Р. Колмана [73, с. 113] содержится любопытное признание: "Кумуляты вообще неоднородны и обнаруживают резкие изменения состава по латерали и вертикали, что не может быть согласовано с концепцией возникновения расчлененности в результате статистической кристаллизации одной крупной порции магмы, как это представляется в случае расчлененных интрузий Скергаард и Бушвельд". Одним из примеров таких изменений и нерегулярности могут служить детали строения междайковых тел ("скринов") в комплексах параллельных даек. Эти тела, представляющие собой реликты субстрата, в который внедрялись дайки, нередко сложены не габбро (что еще как-то можно увязать с представлением о регулярном разрезе), а гипербазитами, что говорит о том, что местами габбро могут выпадать из разреза [126, 234]. В складчатых областях местами отмечается непосредственное залегание базальт-радиоляритовых серий на гипербазитах в первичных стратиграфических соотношениях [73, 18]. Таким образом, из разреза может исчезать не только габбро, но и дайковый комплекс. Более того, как справедливо замечает Т. Тэйер [149], дайковый комплекс офиолитов — исключительно, а не обязательное явление. Во всей офиолитовой ассоциации Папуа, например, дайковый комплекс вообще отсутствует [178].

5. Накапливается все больше данных о значительном структурно-генетическом разрыве не только между дунит-гарцбургитовым и верлит-пироксенит-габбровым комплексом, но и между последним и дайково-эффузивным членом, на что в свое время обращали особое внимание А.Л. Книппер и М.С. Марков [72]. Сведения о возрастном, генетическом и нередко тектоно-метаморфическом отрыве габбро и гипербазитов, развитых в осевых зонах срединно-океанических хребтов, от распространенных там же базальтов приводятся в целом ряде работ, ссылки на которые даны в известной статье А.В. Пейве [117].

В складчатых областях в пользу этого говорят как данные абсолютного

возраста [18, 71, 123], так и наблюдения над структурными соотношениями членов офиолитовой ассоциации, в частности данные петроструктурного анализа [198]. Наиболее же убедительный материал дает внимательное изучение взаимоотношений габбро и комплекса параллельных даек. В литературе, насколько известно, еще не было описано случаев перехода даек в габбро, что могло бы быть непосредственным доказательством комагматичности тех и других. Дайки рвут субстрат с образованием зон закалки, т.е. этот субстрат должен был уже остыть к моменту их внедрения. Во многих случаях субстрат деформирован и дислоцирован до внедрения даек [149, 144, 74], т.е. представляет собой "метакумулянт" [188]. Р. Колман [73, с. 71] прямо признает, что "в целом еще не хватает материала для удовлетворительного решения этой сложной структурной проблемы".

Указанные данные, перечень которых может быть продолжен, приходят в прямое противоречие с принятой Р. Колманом и многими другими исследователями схемой образования офиолитовой ассоциации, ставшей почти парадигмой. В противоречие с нею приходит и вся совокупность детальных наблюдений над структурными и вещественными особенностями офиолитов Урала.

ЗНАЧЕНИЕ УРАЛЬСКИХ ДАННЫХ

Термин "офиолитовая ассоциация" лишь недавно получил на Урале широкое распространение. Тем не менее Урал можно считать классической и хорошо изученной офиолитовой провинцией.

Две особенности отличают уральские офиолиты от подобных образований других регионов.

1. Кремнисто-эффузивная часть офиолитов, как правило, пространственно или тектонически оторвана от габбро-гипербазитовой их части; последняя образует самостоятельные в тектоническом отношении тела (массивы), в которых некоторым развитием из вулканических образований пользуется лишь комплекс параллельных даек. Непрерывные разрезы, подобные описанным для Кипра, Омана или Ньюфаундленда, в которых габбро-гипербазитовый комплекс стратиграфически надстраивался бы дайковым комплексом и лавовыми сериями, для Урала не известны.

2. Если считать ордовикско-раннедевонские малокальциевые базальты и кремни Урала полноправными членами офиолитовой ассоциации (что и следует делать согласно классическому определению Г. Штейнманна), то приходится признать, что зеленокаменные зоны Урала в целом образуют гигантский, величайший в мире офиолитовый пояс. Действительно, офиолиты континентов, известные в пределах других складчатых поясов, слагают либо цепочки аллохтонов, лежащих на сиалической коре, либо сутурные зоны, зажатые между сиалическими блоками. На Урале же, как показывают геологические и геофизические данные, офиолиты являются главным компонентом широкой и протяженной зеленокаменной зоны, ее меланократовым фундаментом [119].

Отсюда следует, что, во-первых, значение уральского материала не может быть только региональным, а во-вторых, его значение состоит прежде всего в тех выводах, которые дают возможность нового понимания природы и истории формирования габбро-гипербазитовых комплексов, как входящих в офиолитовую ассоциацию, так и обычно не относимых к ней. Кратко перечислим главнейшие из этих выводов еще раз.

1. Подтверждается известный тезис о мантийно-метаморфической (в основе реститогенной) природе гарцбургитов; однако в категорию мантийных тектонитов включаются также и дуниты "зональных" платиноносных массивов.

2. Клинопироксениты и верлиты имеют во всех случаях метасоматический генезис и образовались по дунитам и гарцбургитам*.

3. Главная масса габбро представлена метаморфическими породами, отличными по химическому составу от известных мировых типов базальта.

4. Полосатые текстуры ("расслоенность") в гипербазитах и габбро имеют динамометаморфическое, но не кумулятивное, ликвационное, инъекционное или метасоматическое происхождение.

5. Габбро-гипербазитовые тела во всех случаях приходят в контакт с окружением как твердые или твердопластичные тектонические блоки, в самой различной степени термально активные.

Итак, материал, изложенный в предыдущих главах, дает возможность сделать вывод самого общего порядка: габбро-гипербазитовые комплексы Урала — это особый класс глубинных динамометаморфических образований, возникших в специфических термо- и геодинамических условиях, а затем тектонически выведенных из области их генерации**. В процессе транспортировки они не только сами претерпели длительную и сложную тектоно-метаморфическую эволюцию, но и в ряде случаев явились причиной метаморфизма окружающих геосинклинальных толщ.

Такой вывод делает более ясным разнообразие процессов и продуктов метаморфической эволюции, но не дает прямого ответа на вопрос о первичной природе, механизме и месте генерации габбро-гипербазитового вещества. Казалось бы, уральские данные создают в этом вопросе безысходный тупик. Однако, по-видимому, это не так.

ГАББРОВАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ И ЕЕ МЕСТО В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

В 60-х годах была выполнена серия экспериментов, имеющих важнейшее значение для проблемы происхождения базальтовых магм и для ограничения полей устойчивости базитового вещества. И. Кусиро и Г. Йодер [202, 78], изучив систему форстерит — анортит, установили, что эта минеральная ассоциация при любом количественном соотношении указанных фаз устойчива в весьма малом диапазоне давлений. Переход ее в химически эквивалентную, но более высокобарическую ассоциацию клинопироксена, ортопироксена и шпинели (\pm форстерит или анортит в зависимости от отношения форстерит : анортит в исходном материале) при температурах субсолидуса в сухих условиях требует всего около 7 кбар; моновариантная линия этой реакции почти не зависит от температуры (рис. 60, а).

Г. Йодер и К. Тилли [62], а затем Д. Грин и А. Рингвуд [20] изучили пределы устойчивости природных базальтовых составов в высокотемпературной области и показали, что для наиболее слабо реагирующего на давле-

* В современной мантийно-магматической модели эти породы трактуются как кумуляты базальтовой магмы. В ряде случаев можно констатировать даже возврат от представлений А. Н. Заварицкого к ортодоксальным магматическим: Дж. Малпас и Р. Стивенс [99], считая офиолитовый комплекс Бэй оф Айлендс фрагментом океанической коры Протоатлантики, рассматривают пироксенитовую зону в нем как кумулятивную, даже не обсуждая более ранних представлений Ч. Смита [226].

** Эта, безусловно, не чисто уральские особенности, а универсальная закономерность. Даже такой убежденный магматист, как Т. Тэйер, указывает: "Внутренние особенности и структурные отношения между альпийскими ультрамафическими и габбровыми породами прямо сопоставимы с таковыми пород гранулитовой фации метаморфизма. Тектонические структуры характеризуют как ультрамафиты, так и габбро... Деформационные текстуры, такие, как слоистость течения, гнейсовидность и линейность... преобладают..." [231, с. 223].

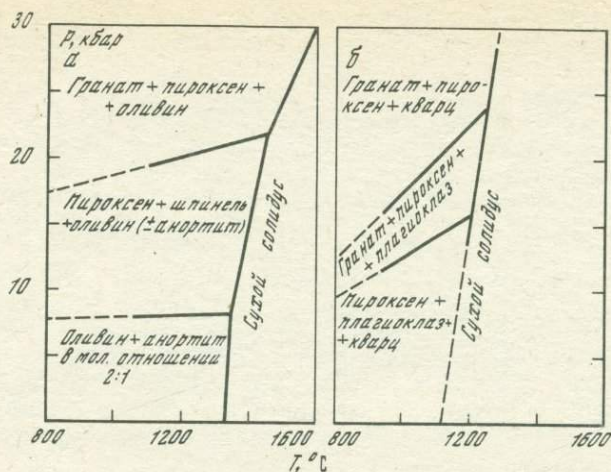


Рис. 60. Минеральные ассоциации троктолита (а) и кварцевого толеита (б) при различных давлениях в высокотемпературной области. По И. Куширо и Г.С. Йодеру [78] и Д.Х. Грину и А.Э. Рингвуду [20]

Сплошной линией показаны экспериментальные данные, пунктиром — их экстраполяция

ние кварцевого толеита габбровая минеральная ассоциация (пироксены + плагиоклаз) устойчива уже до 15 кбар; в области больших давлений она сменяется ассоциацией "пироксенового гранулита" (гранат, пироксены, плагиоклаз), а затем — ассоциацией кварцевого экологита (гранат, пироксен, кварц; рис. 60,б).

Из этих данных следует, что в высокотемпературной (субсолидусной) области в сухих условиях парагенезисы, свойственные габбро, для всего практически диапазона базитовых составов устойчивы до давлений от 7 до 15 кбар; полная эклогитизация для всех базитов требует давления около 20 кбар.

Значение экспериментов И. Куширо и Г. Йодера, по-видимому, недооценено самими авторами, которые рассматривали систему форстерит — анортит как упрощенную, дающую возможность лишь приблизиться к ограниченной области устойчивости базальтовых составов в земной коре. Между тем в природе существует минеральная ассоциация, по существу, тождественная модельной, которую они изучили, — парагенезис магнезиального оливина с высококальциевым плагиоклазом (почти чистым анортитом). Это парагенезис троктолитов — беспироксеновых габбро, обычных для всех офиолитовых комплексов мира. Близость троктолита к модельному составу и такая его особенность, как переменные соотношения оливина и анортита (богатые и бедные оливином разности могут сосуществовать в пределах одного штуфа), делает эту породу исключительно надежным максимальным геобарометром. Нахождение троктолитов в виде жил, мощных синхронных горизонтов и прослоев среди габбро другого состава, переход которых в шпинель-пироксеновую ассоциацию требует уже больших давлений (см. рис. 60), позволяет уверенно считать, что 7 кбар — это давление, предельное для образования габбро офиолитовой ассоциации. Если бы троктолиты отсутствовали, а все габбро имели базальтовый состав, оценка была бы гораздо менее определенной.

Таким образом, для сухих базитов экспериментально установлено существование трех высокотемпературных фаций в порядке возрастания давления (границы фаций несколько различны для разных составов): 1 — фации, в которой устойчивы все габбровые парагенезисы; 2 — переходной фации, в которой оливин-анортитовые парагенезисы сменяются ассоциацией клинопироксена, ортопироксена и глиноземистой шпинели (\pm форстерит, анортит), а прочие базитовые — ассоциацией граната, пироксенов, шпинели и плагиоклаза; 3 — эклогитовой фации, для которой типична ассоциация граната и клинопироксена. Названия фаций этого барического ряда еще не устоялись. В.С. Соболев с соавторами [19, с. 14—15] называют первую анортит-форстеритовой, вторую — подразделяют на шпинель-пироксеновую и шпинель-пироповую субфации, а в третьей выделяют целый ряд субфаций. Другие авторы основываются целиком на данных экспериментов и выделяют только три перечисленные фации, причем параллельно с терминологией на "базитовой" основе применяется терминология "гипербазитовая": первая фация называется фацией плагиоклазовых перидотитов, вторая — шпинелевых перидотитов и третья, наиболее глубинная, — фацией гранатовых перидотитов [61].

При использовании такой двойной терминологии нередко смешиваются понятия фации и состава. "Плагиоклазовый перидотит" — не более чем ультрамеланократовый троктолит, и все условия равновесия, экспериментально установленные для парагенезиса оливин — анортит, однозначно определяют его фациальное место; гранатовый перидотит и эклогит изофациальны, но имеют различный состав. Больше всего неясностей связано с термином "шпинелевый перидотит": во всех схемах эта ассоциация подразумевается относящейся к фации, переходной от анортит-форстеритовой к эклогитовой, однако иногда под шпинелевыми перидотитами понимают, по-видимому, попросту гипербазиты, содержащие хромшпинель. Так, например, по мнению Л.В. Дмитриева и др. [150, с. 404], "породы мантийного происхождения, входящие в офиолитовые ассоциации ... включают довольно разнообразные гипербазиты, преимущественно шпинелевой фации глубинности". Однако нельзя считать все обыкновенные альпинотипные дуниты и гарцбургиты, содержащие *хромшпинель*, относящимися к шпинелевой фации глубинности. В схеме фаций глубинности фигурирует только глиноземистая шпинель, и только как продукт реакции плагиоклаза с фемическими силикатами, наличие же акцессорной хромшпинели ни о чем почти не говорит — она встречается в породах начиная с троктолитов до алмазосодержащих пород и в виде включений в алмазах.

Таким образом, "шпинелевый перидотит" является более высокобарическим аналогом "плагиоклазового перидотита", т.е. того же ультрамеланократового троктолита, но никак не альпинотипного гарцбургита. Последний, как и дунит, в силу особенностей химизма не может быть использован для выделений фаций глубинности — он, по-видимому, устойчив, если не во всех трех, то в двух из упомянутых фаций. Гранатовый же перидотит, характерный для эклогитовой фации, не является химическим эквивалентом альпинотипного перидотита*.

Из всех этих рассуждений следует, что для оценки давлений (и, как подразумевается, глубин) образования габбро-гипербазитового комплекса практически пригодны лишь базитовые составы, и среди них — в первую очередь троктолитовые. Повсеместное распространение троктолитов в офиолитовой ассоциации и их тесная связь с альпинотипными гипербазита-

* Подобным же образом гранатовый пироксенит не является химическим эквивалентом пироксенита (подробнее см. ниже).

ми делают вероятным предположение, что образование всего габбро-гипербазитового комплекса также ограничено давлениями до 7 кбар*.

Возникают предпосылки к тому, чтобы считать, что габбро-гипербазитовый комплекс формируется в довольно узких пределах температуры и давления. Становится правомерным предположение о существовании особой фации метаморфизма, которую автор предлагает назвать *габбровой*. Выше уже говорилось о том, что, если иметь в виду только температуры и давления, но не геологическое место этой фации, ее можно поместить в схеме В.С. Соболева и др. [154, с. 224] на пустующее место между пироксен-роговиковой и гранулитовой фациями. Габбровая фация будет ограничена по температуре сверху базальтовым солидусом, снизу, возможно, полем устойчивости обыкновенной роговой обманки (последнее, впрочем, не очевидно, так как отсутствие первичного амфибола может быть связано с сухостью фации). По давлению сверху она имеет четкую границу, будучи ограниченной полем устойчивости парагенезиса оливин — анортит, "запрещенного" для гранулитовой фации [90]. Нижняя барическая граница менее определена; возможно, в области низких давлений отчетливой границы между габбровой и пироксен-роговиковой фациями не существует.

Условиям проявления габбровой фации свойственны еще две особенности: крайняя сухость и обстановка спокойного, медленного, установившегося твердопластичного течения вещества. На первую указывает тот факт, что породы габбро-гипербазитовых комплексов первично не содержат водных минералов и не являются источником эманаций, проникающих в окружение. Вторая особенность зафиксирована также в веществе горных пород: всем им свойственны полосатые динамометаморфические текстуры, однако при этом их парагенезисы и структуры в высокой степени равновесны, что указывает на низкую скорость деформации и на то, что установление химического (в смысле выравнивания состава фаз) и физического равновесия (в смысле полной синектонической рекристаллизации) опережало деформацию. Неравновесные, напряженные — катакластические, бластомилонитовые — структуры вторичны по отношению к исходным гранобластовым (полигонально-зернистым, "протогранулярным").

Изложенные соображения приводят к мысли, что габбро-гипербазитовые комплексы суть продукт особой зоны литосферы, в которой, во-первых, не было вещества с иным химизмом, а во-вторых, существовало сочетание перечисленных термо- и геодинамических условий. Возникает вопрос: какому из известных секторов литосферы Земли отвечает то, что мы предлагаем назвать габбровой метаморфической фацией?

Габбровая фация не может существовать в континентальной коре, поскольку в низах ее давления превышают допустимые, но температуры не достигают необходимых. К тому же предполагать наличие в континентальной коре выдержанного слоя габбро-гипербазитового состава нет оснований: "базальтовый" слой континентов, по всем оценкам, имеет намного более кислый состав [89, 90 и др.].

Геологическим местом габбровой фации не может быть также и океаническая кора, так как температуры в ее основании слишком низки, и, хотя

* Т. Тэйер еще раньше пришел к такому же выводу. Его постулат об особой магме, родоначальной для офиолитовой ассоциации (см. выше), кажется неприемлемым, однако настойчиво повторяемая им мысль об общности условий генерации всех членов габбро-гипербазитового комплекса представляется очень верной: "Этот процесс, каков бы он ни был, формирует перидотиты, может давать хромититы, реликтовыекумулятивные структуры и также богатые магнием габбро, поскольку все эти четыре элемента во многих местах неразделимы" [232, с. 512].

разрез океанической коры сейчас трудно сравнивать с чем-то отличным от офиолитовой ассоциации, эту область следует рассматривать скорее как место деструкции и водного метаморфизма (в том числе серпентинизации) уже сформированного габбро-гипербазитового комплекса, перекрытого слоем океанических базальтов.

По-видимому, единственной зоной, удовлетворяющей всем перечисленным выше условиям и могущей быть местом природного проявления габбровой метаморфической фации, является сектор верхней мантии до глубин примерно 20—25 км под срединно-океаническими хребтами, где есть основания предполагать высокий геотермический градиент [203, 185]. Данные, приведенные в предыдущих разделах, убеждают нас в том, что габбровое вещество формируется в этом секторе мантии не в результате кумулятивного процесса, протекающего в магматической камере, а приходит сюда уже готовым, твердопластичным и горячим. Возникают два вопроса: 1) откуда появляется габбровое вещество и 2) каким образом оно скапливается затем в 3-м слое океанической коры? Чтобы ответить на эти вопросы, необходимо кратко рассмотреть имеющиеся на сегодня данные о составе верхней мантии и о процессах в ней.

Имеются два независимых источника материала, по которому можно непосредственно изучать (с известными ограничениями, конечно) минеральный и химический состав верхней мантии. Это глубинные ксенолиты в кимберлитах и базальтоидах и высокотемпературные диапиры мантийного вещества в континентальной коре.

БАЗИТЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Представления о неоднородном строении верхней мантии, возникшие уже давно при изучении включений в кимберлитах [180], в последние два десятилетия подтверждены и конкретизированы настолько, что предпринимаются попытки реконструировать петрографические разрезы мантии для различных структурных единиц Земли [19, 89, 90, 113 и мн. др.]. Предполагается, что включения в кимберлитах и щелочных базальтоидах позволяют судить о составе верхней мантии под континентами до глубин 200 км. Глубинные включения в породах океана несравнимо более редки; по существу, их находки пока ограничиваются одним пунктом — Гавайскими островами, где они обнаружены в щелочных базальтах [197]. Это можно объяснить, по-видимому, не столько принципиальными отличиями в составе субокеанической мантии, сколько сравнительно небольшой глубиной очагов магмы, которая лишь в исключительных случаях могла захватить материал с глубины порядка 100 км (что, в свою очередь, может быть связано с малой мощностью литосферы в океанах).

Среди отторженцев мантийного субстрата по минеральному составу выделяется три главные группы горных пород: существенно оливиновые, называемые шпинелевыми и гранатовыми перидотитами или лерцолитами, существенно пироксеновые, называемые шпинелевыми и гранатовыми клинопироксенитами и вебстеритами, и пироксен-гранатовые, иногда с корундом и дистеном, — эклогиты. Все эти породы сложены минералами, состав которых свидетельствует об их образовании при высоких температурах (до 1300—1400°С) и давлениях (до 40 кбар и выше).

Для нас особенно важен тот факт, что в верхней мантии имеются горные породы, химический состав которых дает возможность определить их как *базиты*. Это прежде всего эклогиты, а кроме того, — разнообразные "пироксениты". Последний термин, заимствованный из петрографии пород низ-

ких давлений, следует считать крайне неудачным. Мантийные "клинопироксениты" и "вебстериты", сложенные барофильными минералами, несопоставимы по химизму с пироксенитами и вебстеритами в обычном понимании, свойственными офиолитовой ассоциации и вообще габбро-гипербазитовым комплексам. По существу, эти породы, подобно эклогитам, должны были бы иметь свою особую номенклатуру*.

Базиты в верхней мантии составляют, по-видимому, довольно резко обособленную от ультраосновных пород группу. Однако внутри группы эклогиты и "пироксениты", по крайней мере в первом приближении, образуют единый ряд базитовых составов, дающих весьма разнообразный парагенезисы в разных фациях глубинности (рис. 61). Н.Л. Добрецов и др. [155, с. 160] отмечают: "Эклогиты, в том числе дистеновые и корундовые, образуют непрерывную серию составов с вебстеритами".

Это обстоятельство позволяет сравнивать мантийные базиты с привычными нам базальтами и габбро, не обращая особого внимания на названия и минеральный состав и руководствуясь лишь химизмом и нормативным составом. В дальнейшем изложении под базитами среди мантийных пород понимаются химические составы, содержащие 20 вес.% и более нормативных полевых шпатов (практически — плагиоклаза, так как содержание калия в мантийных породах обычно низкое).

По составу нормативного плагиоклаза и общей железистости базиты мантии явно близки к габбро и преимущественно к меланократовым, низкожелезистым, с битовнитом или анортитом. Составы с более кислым плагиоклазом редки и при этом часто имеют низкую, до 30 ат.%, железистость, что не является обычным ни для базальтов, ни для габбро (рис. 62). По диапазону содержания нормативного плагиоклаза, при кальциевом составе последнего, поле мантийных базитов почти полностью вписывается в поле средних составов уральских габбро, не перекрываясь с полем базальтов (рис. 63).

По степени насыщения фемической части кремнеземом большая часть мантийных базитов также близка к габбро. Почти отсутствуют составы, которые могли бы дать парагенезис пироксенов с кварцем. На диаграмме, отражающей относительную роль оливина, орто- и клинопироксена в фемической части, поле мантийных базитов гораздо шире поля базальтов, которое в данном случае образует скорее линию, и шире поля уральских габбро [41, с. 42]. Преобладают оливин-диопсидовые и оливин-двупироксеновые нормативные парагенезисы. Наряду с этим обычны оливин-ортопироксеновые парагенезисы (в терминологии низких давлений — оливиниты), не характерные для офиолитовой ассоциации, но обычные для докембрийских комплексов типа Бушвельда. Среди мантийных пироксенитов, слагающих включения преимущественно в континентальных щелочных базальтоидах, относительно велико количество парагенезисов, пересыщенных кальцием при дефиците кремнезема (нормативный ларнит в фемической части); однако и этим составам есть близкие аналоги среди уральских габбро — тылаиты и серебрянские габбро Платиноносного пояса.

* Употребление термина "пироксенит" применительно к мантийным включениям, без добавочных определений "шпинелевый" или "гранатовый", приводит к недоразумениям. В.А. Кутюлин и В.М. Фролова [81], вслед за Дж. Рейдом и Ф. Фреем [219], пришли к выводу, что пироксениты играют в мантии более важную роль, чем обычно считается. Однако в их статье невозможно найти место, где прямо говорилось бы о том, что мантийные пироксениты не являются химическими аналогами обычных. Более того, в статье говорится о пироксенитовом веществе "в форме эклогита". Но химизм обычного, низкобарического пироксенита таков, что эта порода просто не может дать эклогитовый парагенезис!

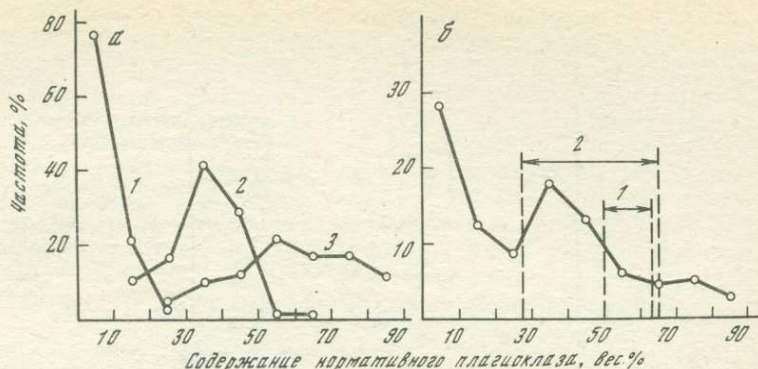


Рис. 61. Распределение химических составов мантийных ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтоидах по содержанию нормативного плагиоклаза

а — раздельно для существенно оливиновых пород (1), 67 анализов, различных "пироксенитов" (2), 66 анализов, и эклогитов (3), 41 анализ; б — для тех же составов (174 анализа) суммарно, без учета реального минерального состава и названий пород: 1 — диапазон содержания нормативного плагиоклаза для средних мировых типов базальтов; 2 — то же для средних составов уральских габбро

Резким представляется отличие базальтов от мантийных базитов и габброидов по отношению Са:А1. На диаграмме (рис. 64) средние составы базальтов образуют ограниченную область, по сравнению с которой поле уральских габбро очень широко. Однако поле мантийных базитов даже шире, чем поле габбро, — среди них обычны составы с большим содержанием нормативного корунда, неизвестные среди габбро. Это составы некоторых гросспидитов, сравниваемых обычно с высокоглиноземистыми базальтами и габбро-анортозитами [19, с. 219]. Заметим, что это сравнение недостаточно точно: даже среди докембрийских анортозитов и норитов, например джугджурских [84], отличающихся крайне низкими отношениями Са:А1, подобные составы неизвестны.

Таким образом, базиты верхней мантии по химизму обнаруживают большое сходство с габбро, но резко отличны от базальтов; при этом они образуют еще более широкую химическую общность, чем габбро, уклоняющуюся от весьма условного "среднего габбро" в сторону более меланократовых составов.

Н.П. Добрецов и др. [155] также подчеркивают, что мантийные базиты имеют не базальтовый состав, и говорят о преобладании в мантии эклогитов "троктолитового типа". Однако это недостаточно точное определение: только часть мантийных базитов соответствует троктолитам, во всей же их совокупности находятся аналоги большинству типов габбро. Если представить себе полное ретроградное преобразование мантийных базитов в условиях габбровой фации, мы имели бы широкий спектр габбровых пород, для большей части которых были бы характерны особенности, указанные выше для габбро офиолитовой ассоциации: необычайно широкие (в сравнении с базальтами) колебания количественных соотношений плагиоклаза и фемических минералов при высококальциевом составе первого и низкой железистости вторых; существенная роль оливина в фемической части; широкий ряд парагенезисов — от существенно оливиновых до существенно клинопироксеновых — при явно подчиненной роли ортопироксеновых (норитовых). Правда, часть мантийных базитов древней субконтинентальной литосферы дала бы в габбровой фации породы с особенностями,

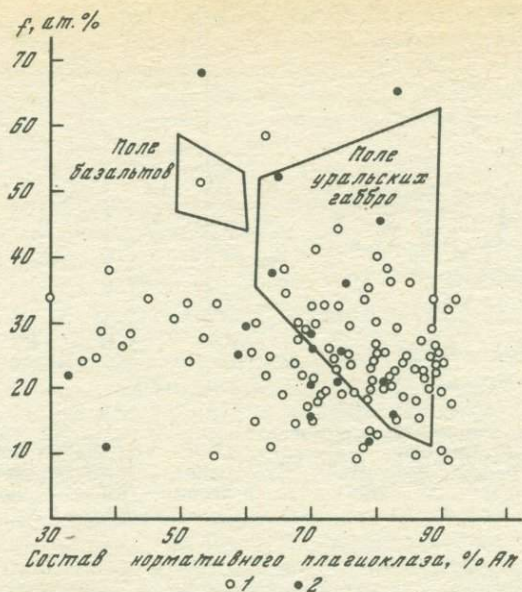


Рис. 62. Сопоставление базальтов, габбро и мантийных базитов по составу нормативного плагиоклаза и общей железистости породы

1 — базиты мантийных ксенолитов; 2 — высокобарические базиты мантийных диапиров в континентальной коре. Контуры полей базальтов и габбро показаны для средних составов, без учета дисперсии

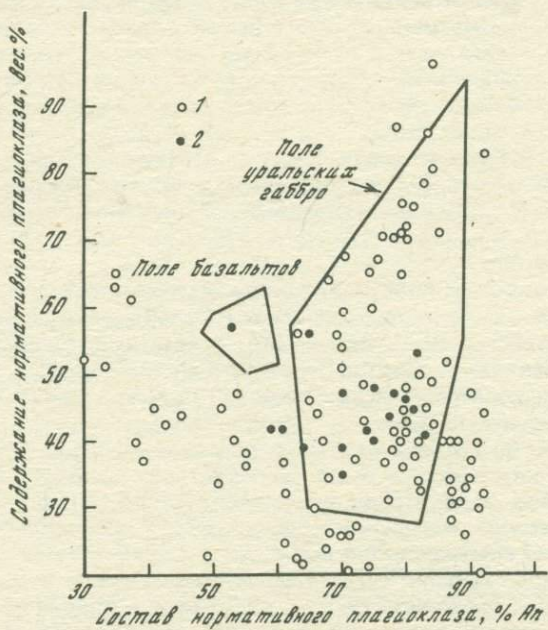


Рис. 63. Сопоставление базальтов, уральских габбро и мантийных базитов по составу и количеству нормативного плагиоклаза

Усл. обознач. те же, что на рис. 62

Рис. 64. Сопоставление базальтов, уральских габбро и мантийных базитов по составу нормативного плагиоклаза и отношению Са:Аl

1 — средние мировые типы базальтов; 2 — средние составы уральских габбро; 3 — базиты мантийных ксенолитов; 4 — базиты мантийных диапиров в континентальной коре; 5 — анортозиты и нориты Джугджурского массива по А.Н. Леникову [84]. Цифры при точках соответствуют номерам средних составов в т.бл. 4 и 5

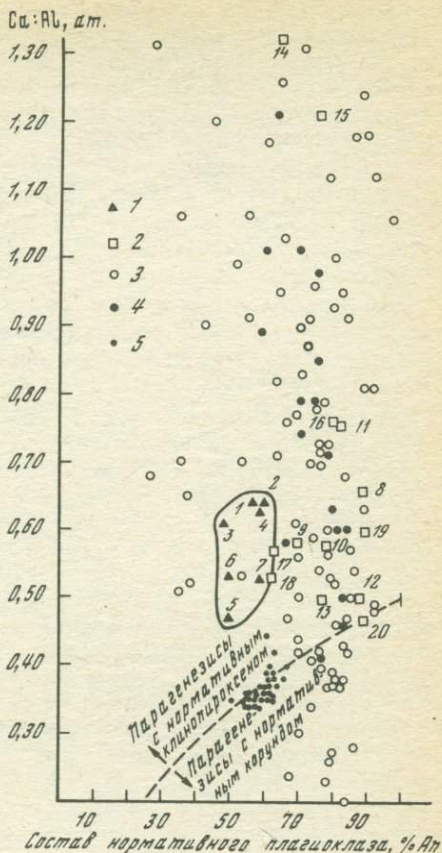
неизвестными для габбро фанерозойской офиолитовой ассоциации, например с большим содержанием корунда. Однако эти отклонения можно отнести за счет эволюции вещества верхней мантии в течение геологического времени.

Одним из органических недостатков методики изучения состава мантии по глубинным ксенолитам является то, что мантийный материал поступает в этом случае из глубин в виде разобщенных кусков небольших размеров; это исключает возможность изучения пространственных взаимоотношений пород и вдобавок делает вопрос об их количественных соотношениях предметом острой дискуссии [79]. Хорошим независимым дополнением к информации, получаемой при изучении мантийных включений, служит изучение массивов, сложенных породами высокотемпературной, высокобарической эклогит-перидотитовой ассоциации. Многие исследователи трактуют такие массивы как мантийные диапиры, на что имеется достаточно оснований.

МАНТИЙНЫЕ ДИАПИРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ

Гранатовые перидотиты, содержащие обособления эклогитов и пироксенитов, химически и минералогически близких к эклогитам и пироксенитам мантийных ксенолитов, могут встречаться в обстановке континентальной коры, слагая изометричные тела и массивы, иногда довольно крупные (площадь их в исключительных случаях достигает 100 км² и более). Массивы подобного типа известны в каледонидах Норвегии, в Альпах, Марокко, Испании и в других регионах [202, 200, 208, 209, 204, 205, 189 и др.].

Такие базит-гипербазитовые комплексы, объединяемые иногда под общим названием "высокотемпературных", "лерцолитовых", "гранат-перидотитовых" и т.п., для которых характерна тесная связь ультраосновных пород с базитами, напоминающая структурные соотношения гипербазитов и габбро в офиолитовой ассоциации, с недавних пор привлекают внимание



исследователей как материал неистощенной верхней мантии, исходный для образования базальтовой магмы и ультраосновного рестита, т.е. гарцбургита, "метаморфического перидотита" [210, 73]. Имеется, таким образом, глубокий генетический смысл в том, что массивы неистощенного вещества не сопровождаются базальтами, будучи в этом отношении резко отличными от офиолитовой ассоциации.

Химизм ультраосновных пород, слагающих главную массу этих комплексов, отличен от химизма альпинотипных перидотитов — они содержат больше кальция, алюминия, титана и других "базальтоидных" компонентов. Высокотемпературные (850—1400°С) парагенезисы принадлежат разным фациям глубинности: от соответствующих, возможно, 45 кбар (т.е. более чем 70 км и, возможно, до 150 км) — для гранатовых лерцолитов до 5—20 кбар — для плагиоклазосодержащих лерцолитов, известных в некоторых массивах Западных Альп; минералы высокобарических парагенезисов по составу не отличаются или близки к таковым мантийных перидотитовых включений. Все это позволяет считать ультраосновной материал эклогит-перидотитовых комплексов близким по химизму к мантийному пиролиту, претерпевшему сложный и весьма различный для разных конкретных массивов путь ретроградного метаморфизма [174]; (см. рис. 65).

К базитам, развитым в этих массивах, относятся эклогиты и собственно пироксеновые породы с гранатом и глиноземистой шпинелью, называемые "пироксенитами", "пироксенолитами", "ортопироксеновыми эклогитами" и т.д. Они составляют, как правило, всего несколько процентов общего объема массивов и залегают в виде пластообразных и линзообразных тел с резкими или довольно размытыми контактами. Иногда в этих телах отмечается зональность состава, которая может интерпретироваться как результат постепенной кристаллизации глубинной выплавки при остывании массива [200]. Всем этим породам свойственны особенности химизма, отмеченные выше для базитов верхней мантии. Количество химических анализов, имеющихся в литературе, не настолько велико, чтобы сделать статистически обоснованные выводы, однако по главным характеристикам нормативного состава (см. рис. 61, 64) они, безусловно, принадлежат к полю мантийных базитов и не имеют близкого сходства с базальтами. Указания на их сходство с "оливиновыми толеитами, бедными щелочами" [201, с. 4] неосновательны; те же авторы подчеркивают, например, структурное, минералогическое и химическое сходство пироксенитов массива Монкоп (Пиренеи, Франция) с мантийными ксенолитами в гавайских лавах. Большая часть базитов из эклогит-перидотитовых комплексов в условиях габбровой фации имела бы парагенезис низкожелезистых меланократовых габбро, богатых оливином, с битовнит-анортитовым плагиоклазом, что и можно, вероятно, наблюдать в массивах типа Ланцо [184], для которых последние ступени равновесия предполагаются в области низких давлений.

Исследователи, непосредственно изучавшие эклогит-перидотитовые комплексы в последние 10—15 лет, единодушны в трактовке их как вещества глубокой верхней мантии, внедренного в нижние горизонты континентальной коры [189, 223, 206, 204, 205, 210, 200 и др.]. Хотя в большинстве случаев они находятся в высокометаморфизованных толщах основания складчатых зон, давления при образовании которых могли достигать в крайнем случае 10—12 кбар, они как по химизму, так и по условиям равновесия чужды окружению. М. Лаппен и Д. Смит [205, с. 578], обсуждая генезис эклогитов из гранатовых перидотитов Норвегии, имеющих более чем полувековую историю изучения, сочли необходимым заявить: "... мы настаиваем на том, что эклогиты пришли к равновесию на мантийных глубинах ... Мы не находим каких-либо серьезных оснований, чтобы считать,

что вмещающие гнейсы были когда-то подвергнуты давлению, соответствующему равновесиям этих эклогитов, и, таким образом, мы опровергаем образование эклогитов *in situ*, длительное время выдвигавшееся норвежскими петрологами ...".

Большинство эклогит-перидотитовых комплексов ограничено поздними тектоническими контактами; в единичных случаях сохранились первичные высокотемпературные контактовые ореолы, как, например, в массивах Бени Бушера в Марокко [200] или Ронда в Испании [208, 175]. Высокотемпературный контактовый ореол в этих случаях сочетается с "горячей тектоникой" внутри массивов (наличие изоклинальных складок, текстуры и структуры твердопластичного течения, частичная конформность внутреннего структурного плана раме массивов и т.п.), что позволяет исследователям утверждать, что все эти тела внедрились в окружение тектоническим путем как твердопластичные горячие блоки, структурный рисунок которых сформировался отчасти до, отчасти во время внедрения.

Базиты, составляющие небольшую часть общего объема массивов, рассматриваются обычно как находящийся *in situ* продукт частичного плавления пиролитового вещества, выведенного из области, где расплав был равновесен с реститом, и претерпевшего затем ретроградное метаморфическое превращение. Такая трактовка (хотя составы гипотетических выплавов далеки от известных базальтовых) не противоречит фактам, говорящим о твердопластичном внедрении тел. Вся же сумма современных данных, безусловно, позволяет считать упрощенными представления об эклогит-лещитовых телах в нижней коре как о коровых магматических интрузиях; предположение о "достаточно длительном существовании в магматическом теле давлений более высоких, чем в окружающих породах" [155, с. 151], кажется совершенно невероятным.

Механизм выведения этих массивов на уровень континентальной коры трактуется по-разному: по данным одних авторов, они внедрились под влиянием тектонического сжатия в основание орогена во время орогенических движений [200, 184], по другим — в условиях растяжения, в результате рифтогенеза [209, 172]. Надо заметить, что механическое выкалывание и внедрение мантии в кору, предполагаемое первой гипотезой, вряд ли может объяснить появление в коре вещества с глубин в 100 км и более. Для этого необходимо привлечение механизма всплывания части мантии. Как будет показано ниже, именно рифтогенез, и эпиконтинентальный, и внутриокеанический, сопровождается и модифицируется восходящими мантийными потоками. Поэтому вторая гипотеза, вероятно, лучше впишется в общую теорию рифтогенеза, контуры которой уже начали намечаться.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАНТИЙНЫХ БАЗИТОВ

Гипотезы происхождения мантийных базитов довольно многочисленны. Своеобразие химизма делает наименее вероятным, по-видимому, представление о них как о продукте эклогитизации низов континентальной коры. Так, например, Б.Г. Лутц [90, с. 12], склоняясь к этому представлению, вынужден считать, что "реакции эклогитизации не протекают изохимически... происходит вынос щелочей и кремнезема, порода становится в целом более основной". В.С. Соболев и А.В. Соболев [147] также подчеркивают, что при эклогитизации обычных базальтов должны были бы образоваться кварц- или коэзитсодержащие эклогиты. Базиты мантии рассматриваются как глубинные выплавки из недифференцированного вещества мантии [60, 200], реже — как исходный, примитивный материал мантии, по отношению к которому гранатовые перидотиты являются

уже реститами [219, 80, 81], иногда — как проявления первичной неоднородности мантии [155]. Это могут быть остаточные продукты от выплавления известково-щелочных магм из апобазальтового кварцевого эклогита в схеме А. Рингвуда и Д. Грина [129]. Какую-то их часть можно представить как вещество габбровых пород офиолитовой ассоциации, претерпевших изохимическую эклогитизацию в зонах поглощения океанических плит. Наконец, некоторая их часть рассматривается как глубинные кумуляты базальтовой магмы [148, 61].

Разработка многих из этих гипотез пока находится в стадии предположений. Тем не менее очень вероятно, что здесь действует несколько механизмов. Множественность процессов, приводящих к образованию мантийных базитов, может быть причиной их химического и минералогического разнообразия.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Изложенные факты и соображения накладывают определенные ограничения на возможную модель образования офиолитов. Необходимо, в частности, учитывать следующее.

1. Гипотеза, предполагающая кумулятивный способ образования пироксенит-габбро-базальтовой последовательности из единого приповерхностного магматического очага не отвечает современному уровню знаний.

2. Базит-гипербазитовое вещество зарождается в мантии (или существует там изначально) уже на больших глубинах, по крайней мере до 100 и более километров, в области эклогитовой фации метаморфизма.

3. В условиях восходящего мантийного потока, в ходе постепенной декомпрессии, возможно ретроградное метаморфическое превращение мантийного базит-гипербазитового сообщества в габбро-гипербазитовый комплекс. На последнем интервале (25–5 км) своего пути вверх базит-гипербазитовое вещество должно испытать трансформацию в условиях габбровой метаморфической фации.

4. Габбро-гипербазитовый комплекс приходит на уровень океанической коры в твердом или твердопластичном виде и к моменту возникновения комплекса параллельных даек и подушечных лав успевает заметно остыть и частично испытать ретроградный водный динамометаморфизм в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

5. Подъем мантийного вещества со значительных глубин и внедрение его в кору является механизмом, реально существующим в природе, о чем свидетельствуют мантийные тектониты в океанической коре и в офиолитах и мантийные диапиры — в высокометаморфизованной континентальной коре и даже в осадочном чехле древних щитов [43].

6. Признание реальности восходящего мантийного потока не требует специального дополнительного механизма для объяснения причин выплавления базальтовой магмы в срединно-океанических хребтах: частичное плавление вещества мантии происходит на фоне его адиабатического подъема при переходе солидуса [61]. О подъеме мантийного вещества при рифтогенезе говорят и геофизические исследования в континентальных рифтах; контрастность физических свойств пород, развитых в таких структурах, делает этот вывод весьма надежным [171, 195, 176, 131].

7. Концепция литосферных плит требует предположения о существовании восходящих ветвей конвективного потока мантийного вещества под срединно-океаническими хребтами. Она же дает ключ к одному из возможных объяснений возникновения эклогитов в мантии (погружение океанической коры в мантию в зонах субдукции и ее дальнейшее превращение по схеме, предложенной А. Рингвудом и Д. Грином [129]).

Таким образом, представление о подъеме твердопластичного базит-гипербазитового вещества в виде непрерывного потока из глубин верхней мантии, сопровождающемся ретроградным метаморфизмом и выплавлением океанических базальтов, может служить альтернативой широко распространенной в настоящее время гипотезе, предполагающей формирование части офиолитов в субкоровом магматическом очаге.

Конкретизируем это представление, изобразив эволюцию мантийного вещества глубинных ксенолитов, мантийных диапиров и габбро-гипербазитового комплекса в субконтинентальной и субокеанической обстановке в координатах давление — температура (рис. 65).

Рассматривая астеносферу как область частичного плавления [185, 23 и многие др.] и исходя из распространения зоны низких скоростей поперечных волн под срединно-океаническими хребтами до глубин порядка 200 км, следует предполагать, что, начиная с этих глубин, температуры и давления в восходящем мантийном потоке изменяются по закону, близкому к адиабатическому, и приближены к солидусу наиболее легкоплавкой части мантийного вещества. Оптимальные условия для плавления наступают, по-видимому, на глубинах порядка 60—20 км, в широкой области, где становится возможным ретроградный переход эколгит — габбро. Неистощенное базит-гипербазитовое мантийное вещество (пиролит) расщепляется на толеитовую магму* и тугоплавкий остаток. В последнем начинает преобладать предельно магнезиальный (дунит-гарцбургитовый) материал, впервые появляющийся в этом интервале глубин и отсутствующий в более глубоких частях верхней мантии**. Однако общий состав рестита, по-видимому, более сложен: в нем может присутствовать вещество мантийных базитов, более тугоплавких, чем вся масса пиролита в целом, или испытавших лишь незначительное плавление; материал глубинных выплавов и продукты фракционирования базальтовой магмы; наконец, неистощенный материал гранат-перидотитового состава, по мере падения давления эволюционирующий до шпинелевого и плагиоклазосодержащего перидотита, т.е. до ультрамеланократового габбро. Полному ретроградному преобразованию способствуют субсолидусное состояние вещества и сравнительно медленное (первые сантиметры в год) воздымание потока.

Процессы в переходной области, сопровождающиеся инверсией плотности, приводят к резкому нарушению гравитационной устойчивости мантийного вещества внутри восходящего потока и к более или менее совершенной гравитационной дифференциации с обособлением блоков габброидного вещества, которое стремится вверх, будучи значительно менее плотным, чем магнезиальный рестит. Происходит укрупнение (слипание, сваривание, аггломерация) базитовых тел. Этот процесс продолжается и в более высоких горизонтах мантии, приводя в конечном счете к формированию третьего слоя океанической коры.

По мере дальнейшего подъема мантийного вещества на глубинах 25—20 км резко усиливается процесс его остывания, чему способствует интен-

* Л.В. Дмитриев [22] на основании большого фактического материала по современным океанам подчеркивает относительную малоглубинность области зарождения магмы океанических толеитов.

** Здесь же, по-видимому, появляются первые и, возможно, наиболее крупные скопления хромитовых руд. Можно предполагать, что главной причиной их появления является высвобождение хрома из кристаллических решеток высокобарических силикатов в области перехода эколгит — габбро и концентрация его в виде скоплений хромшпинели.

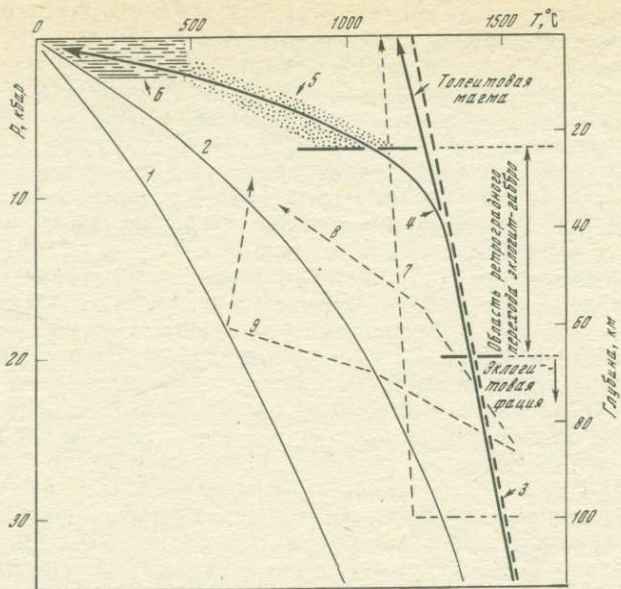


Рис. 65. Принципиальная схема различных путей эволюции мантийного базит-гипербазитового вещества при его подъеме до уровня коры

1—3 — по А.Э. Рингвуду и др. [130]: 1 — геотерма древних щитов; 2 — субокеаническая геотерма; 3 — сухой солидус пиролита; 4 — гипотетическая геотерма срединно-океанического хребта и путь эволюции вещества офиолитов; 5 — область становления габбро-гипербазитового комплекса (габбровая метаморфическая фация); 6 — область сформированной океанической коры; пути эволюции: 7 — мантийных ксенолитов в щелочных океанических базальтах, 8 — мантийного диапира Бени Бушера, Марокко [200], 9 — мантийного диапира Алмкловдален, Норвегия [204]

сивный вынос тепла и летучих толеитовой магмой*. В области габбровой фации всякое плавление прекращается, становятся возможными лишь твердофазные реакции и твердопластичное течение. Резкий химический контраст между гипербазитовыми и габбровыми телами сложного мантийного рестита при изменении РТ-условий приводит к развитию биметасоматических явлений — образуются пограничные реакционные верлит-пироксенитовые зоны. Габбровая фация — место окончательного становления габбро-гипербазитового комплекса с его характерной минералогией, рудными скоплениями, метаморфическими текстурами и структурами. Возможные интрузии толеитовой магмы в формирующийся габбро-гипербазитовый комплекс на этом уровне будут затвердевать, а затем постепенно модифицироваться твердопластичным течением, преобразуясь в метаморфическое габбро, обмениваясь веществом и тектоническим смешиваясь с окружающей, более древней массой.

На еще меньших глубинах остыванию способствует конвективный вынос тепла морской водой, циркулирующей в виде гидротермальных растворов в трещинах растяжения, как предполагают, от поверхности до глубин в несколько километров вплоть до нижней части коры [196] или, по крайней мере, до подошвы второго слоя [203]. Формируется тонкая литосфера хребта. Начинается образование водосодержащих мине-

* В срединно-океанических хребтах с аномально высокими скоростями мантийного потока (Восточно-Тихоокеанское поднятие) быстрое остывание начинается, вероятно, на меньших глубинах.

ралов; возникают ранние серпентиниты, амфиболиты и зеленые сланцы. В эти сравнительно холодные метаморфические породы внедряются и частично перекрывают их новые порции толеитовой магмы, пришедшие из зоны интенсивного плавления в нижележащей части мантийного потока.

Поднявшись к поверхности, вещество мантийного потока растекается в стороны от срединно-океанического хребта, создавая растягивающие усилия и вызывая "некинг" в тонкой, мощностью порядка 5 км, литосфере под осью хребта [58, 229]. Частично это растяжение компенсируется образованием комплекса параллельных даек, однако присутствие последнего не является обязательным.

Если подобного рода descending поток или ограниченный по вертикали диапир возникает под континентом, это, по крайней мере вначале, не может привести к образованию офиолитов: вещество диапира, проходя через толстую, сравнительно холодную континентальную литосферу, само охлаждается, выплавления базальтовой магмы из него может не происходить (или происходит в незначительных количествах), и высокобарические минеральные парагенезисы сравнительно хорошо в нем сохраняются*. Однако в случае продолжения процесса происходит поднятие геозотерм и в конечном счете — переход от континентального рифта к океаническому с образованием офиолитов.

ВЫВОДЫ

При обсуждении проблемы оказалось необходимым рассмотреть наряду с данными по офиолитам также данные по мантийным диапирам в континентальной коре и мантийным ксенолитам в кимберлитах и базальтах. Это позволило в конечном счете выдвинуть принципиально новую гипотезу образования офиолитовой ассоциации и показать, что в земной коре существует широкая родственная базит-гипербазитовая общность, одним из членов которой являются офиолиты. Предполагаемый механизм формирования офиолитовых комплексов допускает весьма разнообразные соотношения между членами офиолитовой ассоциации, в том числе такие, которые чрезвычайно трудно объяснить, если исходить из популярного представления о стратиграфичности стандартного офиолитового разреза, связанной процессам дифференциации базальтовой магмы в коре.

Предлагаемая модель не противоречит общим представлениям о спрединге океанического дна в срединно-океанических хребтах и в этом отношении лишь уточняет картину, в главных чертах уже обрисованную в концепциях тектоники литосферных плит. При этом предлагаемая модель не только подтверждает существующие представления об образовании офиолитов в океанических структурах, но и объясняет, почему образование офиолитов возможно только в океанической обстановке. В свою очередь, это объяснение подчеркивает роль древних офиолитов континентов как однозначного признака существования океанических бассейнов, подобных современным, в геологическом прошлом.

Возможны два пути однозначной проверки предлагаемой модели: 1) геофизические исследования в срединно-океанических хребтах с целью подтвердить или отвергнуть возможность существования здесь магматических камер грандиозных размеров и 2) прямое определение абсолютного возраста третьего слоя современных океанов. Развитие техники глубоководного бурения позволяет надеяться, что второй путь проверки может стать реальным уже в ближайшие годы.

* В гранатовых пироксенитах уже упоминавшегося массива Бени Бушера обнаружены параморфозы графита по алмазу, что еще раз подчеркивает первично высокобарический характер вещества мантийных диапиров подобного типа [145].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросы генезиса гипербазитов и габбро были рассмотрены выше главным образом на уральском материале и применительно к привлекающей сейчас всеобщее внимание проблеме происхождения офиолитов. Здесь следует вернуться к мысли, высказанной в самом начале работы: эти вопросы выходят за рамки офиолитовой проблемы и приобретают более общее значение. Если отвлечься от многочисленных подробностей и выводов, представляющих сугубо специальный или региональный интерес, то к полностью оригинальным, имеющим общее значение, могут быть отнесены лишь два вывода: 1) о преимущественно мантийно-метаморфической (мантийно-реститовой) природе определенного класса габбро и 2) о большой петрогенетической роли высокотемпературного ретроградного метаморфического превращения эклогит-габбро как формы приспособления базит-гипербазитового вещества мантии к непрерывно меняющимся условиям равновесия в восходящем мантийном потоке. Первый вывод может показаться необычным и спорным, так как отрицает некоторые многолетние традиции петрологии. Трудности в его признании, как кажется, могут быть преодолены, если принять во внимание всю совокупность данных — специфический состав мантийно-реститовых габбро, их крайнюю истощенность легкоплавкими и несовместимыми компонентами, низкий уровень концентрации редких и редкоземельных элементов, неразрывную структурную и химическую связь с гипербазитами и неоспоримые признаки метаморфической эволюции. Второй вывод гипотетичен, хотя уже в значительной мере подготовлен ходом развития науки: даже в тех, несомненно высокобарических, первично мантийных, породах, перемещение которых в кору было достаточно быстрым, фиксируются новообразованные парагенезисы, возникшие в результате декомпрессии. Для проверки истинности того и другого выводов особое значение могли бы иметь целенаправленные поиски реликтовых высокобарических минеральных ассоциаций не только в гипербазитах, но и в габбро.

Два эти положения, взятые вместе, с привлечением уже имеющегося мирового материала, позволяют связать в единую и, как кажется, непротиворечивую схему происхождение различных не только габбро-гипербазитовых, но и в более широком смысле — базит-гипербазитовых комплексов. Вариациями геотермического градиента и скорости подъема вещества мантии можно объяснить образование всего спектра базит-гипербазитовых ассоциаций первично мантийного происхождения — от мантийных ксенолитов и диапиров, сложенных алмазонасными перидотитами и эклогитами, до офиолитов. По-видимому, в окончательный облик базит-гипербазитовых комплексов, кроме этих двух главных факторов, могут вносить свои поправки многие другие независимые переменные, относительную роль которых пока невозможно учесть: исходный состав и степень частичного плавления мантийного вещества, толщина коры, длительность и интенсивность биметасоматического обмена разнородных мантийных тел между собой и с веществом "гранитного" слоя, водный метаморфизм в коре и т.д.

Применительно к Уралу становится более понятной природа уникального объекта — Платиноносного пояса, находящегося внутри гигантской офиолитовой зоны, но в то же время сходного скорее не с офиолитами, а с диапирами платиноносных дунитов Алданского щита [43]. Платиноносный пояс можно рассматривать как недоразвитый рифт внутри эвгеосинклинали, возникший на поздней (возможно, островодужной) стадии ее развития, когда новообразованная кора была уже относительно мощной.

Одним из геотектонических следствий, вытекающих из общей модели, является представление о мантийном диапиризме как главной геологической форме движений, благодаря которым вещество глубоких горизонтов мантии может появляться в коре. Этот способ сообщения мантии с корой можно было бы назвать эволюционным в противоположность другому, не менее важному, но подчиненному — катастрофическому (мантийные ксенолиты в глубинных магмах), при котором вещество слишком быстро преодолевает кинетический порог, ниже которого реакции декомпрессии становятся невозможными.

Сделанные выводы затрагивают также одну из центральных проблем петрологии — проблему контрастной, от дунитов до гранитов, дифференциации базальтовой магмы в земной коре, примером которой, по почти всеобщему убеждению, являются *кумуляты* так называемых расслоенных интрузий, известных на платформах. Морфологические и другие черты сходства этих полосатых пород с уральскими полосатыми породами позволяют считать правомерным вопрос: или уральские полосатые породы, которые автор рассматривает как горячие мантийные тектониты, не имеют отношения к истинным кумулятам расслоенных интрузий (в таком случае существуют “эвкумуляты” и “псевдокумуляты”, и тогда должны быть найдены критерии отличия одних от других), или образования, считающиеся истинными кумулятами, по своей природе не отличаются от уральских полосатых пород (в этом случае целая петрологическая система, последовательно развитая Л. Уэйджером, подлежит пересмотру). Вопрос, по мнению автора, предельно актуален. Не пытаясь здесь ставить под сомнение постулаты кумулятивной гипотезы, отметим, что отсутствие полного единодушия в вопросе о механизме образования кумулятов даже среди исследователей, непосредственно занимающихся изучением расслоенных интрузий [173, 220], говорит о сложности проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.* Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илекской зон. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1975, № 35, с. 39—74.
2. *Алешков А.Н.* К вопросу о "родоначальной" магме. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 5, с. 3—14.
3. *Алешков А.Н.* О соотношениях ультрабазитов и габброидов. — В кн.: Акад. Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 189—200.
4. *Артамонова В.А.* Роль вмещающих толщ в формировании габброидных комплексов. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 421—430.
5. *Аументо Ф., Ланкарвик Б.А., Росс Д.И.* Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.) — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 169—197.
6. *Бачин А.П.* О строении Даульско-Коктектинского ультраосновного массива. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2, с. 433—436.
7. *Булыкин Л.Д.* Основные черты геологии перидотитовой формации Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 18—29.
8. *Булыкин Л.Д.* К минералогии и петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпинотипных массивах Урала (на примере Нуралинского массива). — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1977, № 125, с. 58—61.
9. *Бутырин Н.В.* Обсуждение некоторых основных вопросов геологического строения и петрологии Западного (Платиноносного) пояса габбро-перидотитовой формации Урала. — Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1958, № 33, с. 301—312.
10. *Варлаков А.С.* Особенности состава и генезиса кытлымитов и их контактовых взаимоотношений с клинопироксенитами Хабаринского массива. — Тр. Ильмен. гос. заповедника, 1978, № 17, с. 65—87.
11. *Виноградов Л.А.* Формация автохтонных вебстерит-габбро-норитов в зоне гранулитового метаморфизма (Кольский полуостров). — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: Тез. докл. 3-го регионального петрогр. совещ., Днепропетровск, 1979. Киев, 1979, с. 42—43.
12. *Виноградская Г.М.* О генезисе некоторых оливиновых пород. — Докл. АН СССР, 1952, т. 87, № 5, с. 841—845.
13. *Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г.* Новые данные по геологии и рудоносности Сарановского комплекса (Западный склон Урала). — Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР, 1979, № 151, с. 70—81.
14. *Воробьева О.А.* О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5, с. 61—78.
15. *Воробьева О.А.* О магматической природе Платиноносного пояса габбро-перидотитовой формации Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 7, с. 23—39.
16. *Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, № 65, 319 с.
17. *Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. — Тр. Геол. ком. Нов. сер. 1913, № 62, 694 с.
18. *Гасанов Т.А.* О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 5, с. 86—97.
19. *Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.* Под ред. В.С. Соболева и др. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, № 271, 271 с.
20. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 9—77.
21. *Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдавцев Ю.Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). — Геотектоника, 1975, № 1, с. 28—34.
22. *Дмитриев Л.В.* Первичный расплав океанского толеита и состав верхней

мантии океана. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 177—180.

23. *Добрецов Н.Л.* Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1978, № 403, с. 93—102.

24. *Дюпарк Л.* Платина и платиновые месторождения на Урале. — Горн. журн., 1913, № 1/2, с. 40—73; № 3, с. 285—305.

25. *Ефимов А.А.* Контактные явления и образование кытлымитов в Кытлымском платиноносном массиве. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 10, с. 117—146.

26. *Ефимов А.А.* Об основных мигматитах (кытлымитах) Кытлымского платиноносного массива. — Сов. геология, 1963, № 2, с. 45—57.

27. *Ефимов А.А.* Кытлымский платиноносный массив. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1963, т. 1, с. 405—420.

28. *Ефимов А.А.* Проблема дунита. — Сов. геология, 1966, № 5, с. 13—27.

29. *Ефимов А.А.* Явления калиевого метасоматоза в габбро-норитах Платиноносного пояса Урала. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5, с. 1171—1174.

30. *Ефимов А.А.* Существует ли в уральских платиноносных массивах первичный дунит? — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1977, №127, с. 41—50.

31. *Ефимов А.А.* "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 24—44.

32. *Ефимов А.А.* Формационные и геотектонические следствия изучения габбро-гипербазитовых комплексов Урала. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1979, № 155, с. 162—179.

33. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, вып. 13, 1967. 336 с.

34. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Генетическое значение степени равновесности габброидов. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 1, с. 182—185.

35. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива. — Сов. геология, 1974, № 5, с. 55—66.

36. *Ефимов А.А., Иванова Л.П.* О некоторых метасоматических явлениях, сопровождающих образование пироксенитовых жил в дунитах. — Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2, с. 427—430.

37. *Ефимов А.А., Иванова Л.П.* Метасоматическая зональность в контактах уральских платиноносных дунитов

с пироксенитами. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 6, с. 1424—1427.

38. *Ефимов А.А., Кууспалу Т.И.* О природе аноритовых габбро Себрянского Камня и связанного с ними медного оруденения. — Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 1, с. 181—184.

39. *Ефимов А.А., Маегов В.И.* О природе "скрытой расчлененности" в разрезе полосатой габбро-гипербазитовой серии Денежкина Камня (Северный Урал). — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 3, с. 658—662.

40. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* Природа и метаморфизм жильных габброидов в дунитах Платиноносного пояса Урала. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 1, с. 179—182.

41. *Ефимов А.А., Пучков В.Н.* О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 63 с.

42. *Ефимов А.А., Рябкова Н.И.* О природе Западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сынынского массива. — Тр. Ильмен. гос. заповедника, 1979, № 26, с. 32—51.

43. *Ефимов А.А., Таврин И.Ф.* О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 991—994.

44. *Ефимов А.А., Флерова К.В.* Амфиболитовый метаморфизм и гранитизация габброидов Кумбинского массива (Северный Урал) в зоне древнего "горячего" тектонического шва. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 1, с. 200—203.

45. *Ефимов А.А., Царицын Е.П.* Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива. — Тр. Свердл. горного ин-та, 1975, № 116, с. 26—35.

46. *Ефимова Л.П.* Геологическая позиция и возраст Суроямского гипербазитового массива на Западном склоне Урала. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1160—1163.

47. *Ефимова Л.П., Ефимов А.А., Кушалников В.Т., Иванова Н.И.* Анортит — новый вид сырья для стекольной промышленности. — Стекло и керамика, 1974, № 11, с. 7—8.

48. *Жабин А.Г.* Онтогенез минералов: Агрегаты. М.: Наука, 1979. 275 с.

49. *Жилин И.В., Фоминых В.Г., Селиверстов Г.Ф., Петров В.И.* Щелочные породы и метасоматиты Суроямского апатит-титаномагнетитового месторождения. — Тр. Ильмен. гос. заповедника, 1979, № 26, с. 101—111.

50. *Заварицкий А.Н.* Коренные

- месторождения платины на Урале. — В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Изд. Геол. ком., вып. 108, 1928. 56 с.
51. *Заварицкий А.Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. — М.; Л.: ОНТИ, 1932. 221 с.
52. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. И.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.
53. *Зверев А.Т., Лобанова Г.М.* Природа габбро-амфиболитов главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабаровинского массива). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 53—66.
54. *Зимин И.А.* Сарановское хромоворудное месторождение. — Тр. Уральск. науч.-исслед. ин-та геол., разв. и исслед. минеральн. сырья, 1938, № 2, с. 163—188.
55. *Золов К.К., Булыкин Л.Д.* Металлогеническая характеристика гипербазитовых комплексов Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, рудообразование в геологии истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 82—91.
56. *Зоненшайн Л.Л., Кузьмин М.И.* Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.
57. *Иванов О.К.* Сарановский массив стратифицированных хромитоносных гипербазитов. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1977, № 127, с. 51—52.
58. *Иванов С.Н.* Метаморфизм разрыва плит. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 908—911.
59. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 78 с.
60. *Иванова Л.П., Ефимов А.А.* Метасоматическая зональность в экзо-контактах габбро-пегматитовых жил. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 6, с. 1333—1336.
61. *Йодер Г.С.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
62. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм (результаты изучения природных образований и синтетических систем). М.: Мир, 1965. 248 с.
63. *Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Западного склона Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5, с. 1077—1080.
64. *Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале. — Геотектоника, 1971, № 1, с. 96—102.
65. *Калашникова Н.Н., Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Лобанова Г.М.* Первичная природа амфиболитов обрамления Кемпирсайского массива гипербазитов на Урале. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 227—231.
66. *Каминский Ф.В., Павлова Л.Д., Шенелева К.А.* О гранатах в альпийно-типных ультрабазитах Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1179—1182.
67. *Канн Д.Р.* Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород океана. М.: Мир, 1973, с. 91—102.
68. *Каретин Ю.С.* Об ультрамагние-зальных эффузивных аналогах тылаитов Тагильского прогиба. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 1, с. 201—204.
69. *Каретин Ю.С.* Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. — Тр. Свердловского горного ин-та, 1976, № 127, с. 66—72.
70. *Кашин С.А.* Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, № 91, 132 с.
71. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
72. *Книппер А.Л., Марков М.С.* О возрастном взаимоотношении пород внутри офиолитового комплекса. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 75—85.
73. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
74. *Коптева В.В., Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы Хабаровинской офиолитовой ассоциации Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, с. 927—931.
75. *Коржинский Д.С.* Различие инфльтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. — Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 3, с. 597—600.
76. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—452.
77. *Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых

руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 216 с.

78. *Кусиро И., Йодер Г.С.* Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 294—299.

79. *Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, № 189. 208 с.

80. *Кутюлин В.А.* Вебстеритовая модель для океанической верхней мантии: Тез. докл. совещ. "Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис". М., 1980, с. 22.

81. *Кутюлин В.А., Фролова В.М.* Пироксениты в верхней мантии. — Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 59—67.

82. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. — Тр. СПб. о-ва естествоисп., 1900, т. 30. 257 с.

83. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* О новом месторождении платины на Урале (в Синих Горах около Баранчи). — Изв. СПб. Политехн. ин-та, 1909, т. 2, с. 427—458.

84. *Ленников А.М.* Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.

85. *Ленных В.И., Вализер П.М., Пучков В.Н.* Глаукофановые сланцы и амфиболиты в северо-восточном контакте Вайкаро-Сыньинского гипербазитового массива (Полярный Урал). — Тр. Ильмен. гос. заповедника, 1979, № 26, с. 3—31.

86. *Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н.* Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийно-типовых офиолитовых массивов Урала. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 3—22.

87. *Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М.* Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Вайкаро-Сыньинского гипербазитового массива (Полярный Урал). — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1167—1170.

88. *Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А.* Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. — В кн.: Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 2, с. 5—197.

89. *Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.

90. *Лутц Б.Г.* Химический состав

континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.

91. *Маеков В.И.* Рекристаллизация пироксенов и плагиоклазов в связи с деформациями пироксенитов и габброидов Хабарнинского массива. — Тр. Ильмен. гос. заповедника, 1978, № 17, с. 62—64.

92. *Маеков В.И.* О природе габброидов восточной части Хабарнинского массива. — Тр. Ильмен. гос. заповедника, 1979, № 26, с. 52—62.

93. *Маеков В.И., Илясова Л.К.* О составе клинопироксенов и плагиоклазов из порфирокластов и мелкозернистой массы тылаитов массива Денежкин Камень. — В кн.: Ежегодник, 1979: Информ. материалы. Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980, с. 67—69.

94. *Малахов И.А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. — Тр. Ин-та геологии УФАН СССР, 1966, № 79. 234 с.

95. *Малахов И.А.* Глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения по термодинамическим данным. — В кн.: I междунар. геохим. конгресс, 1971. М., 1972, т. 1, с. 151—162.

96. *Малахов И.А.* Состав оливин-хромитового парагенезиса как индикатор условий формирования ультрабазитов и хромитов Урала. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1979, № 151, с. 82—85.

97. *Малахов И.А.* Закономерности оливин-хромитовых парагенезисов в альпийно-типовых гипербазитах. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1980, № 464, с. 120—131.

98. *Малахов И.А., Малахова Л.В.* Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАН СССР, 1970, № 83. 167 с.

99. *Малпас Д., Стевенс Р.К.* Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 83—102.

100. *Маракушев А.А.* Проблема генезиса расслоенных интрузивов. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузивах. М.: Наука, 1979, с. 5—29.

101. *Маракушев А.А.* О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов. — Геол. рудн. месторождений, 1980, № 1, с. 3—23.

102. *Марфунин А.С.* Полевые шпаты — фазовые соотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, № 78. 275 с.

103. *Минкин Л.М., Яковлева О.М.*

- Новые данные об амфиболитах Платиноносного пояса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 5, с. 107—120.
104. Молдаванцев Е.П. Геологические исследования Денежкина Камня в 1925 г. — Изв. Геол. ком., 1927, т. 46, № 2, с. 157—173.
105. Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Проявления метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4, с. 50—55.
106. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
107. Москалева С.В. О природе баранчинской "эруптивной" брекчии. — Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 2, с. 265—267.
108. Москалева С.В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 402—405.
109. Москалева С.В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала. — Сов. геология, 1962, № 12, с. 57—69.
110. Москалева С.В. О структурном положении гарцбургитовых комплексов западного гипербазитового пояса Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 262—275.
111. Москалева С.В. О генезисе габбровых пород Кемпирсайского гипербазитового массива на Южном Урале. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., 1968, с. 107—109.
112. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
113. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
114. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.
115. Падалка Г.Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. — Тр. Арктич. ин-та, 1936, № 47. 175 с.
116. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
117. Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—18.
118. Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследований. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 3—14.
119. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечехин В.М. и др. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.
120. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Структурное положение гипербазитов на Западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
121. Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. — Геотектоника, 1973, № 3, с. 14—26.
122. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
123. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Под ред. В.С. Соболева, Н.П. Добрецова. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1977, № 368. 221 с.
124. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 10—20.
125. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
126. Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала". Четвертая полевая конференция 1—15 августа 1978 г. / Под ред. Н.А. Богданова. М., 1978. 165 с.
127. Решитько В.А. Метаморфизм расщепления и глубинных разломов в районе Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале. — Сов. геология, 1959, № 12.
128. Решитько В.А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 394—404.
129. Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 78—117.
130. Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 272—277.
131. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
132. Романов Б.М. Опыт геологического районирования Урала. — Зап. УОЛЕ, 1926, т. 40, № 1, с. 5—27.
133. Романов Б.М. Габбро-перидотитовая формация Урала. — Сов. геология, 1949, № 40, с. 72—85.
134. Рудник Г.Б. Петрогенезис уль-

траосновных пород Урального массива на Южном Урале. — В кн.: Соотношения магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 68—100.

135. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал). — Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—60.

136. *Савельев Г.Н., Савельев А.А.* Гипербазиты южной части Войкаро-Сынынского массива. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1970, сб. № 6, с. 205—221.

137. *Савельева Г.Н., Степанов С.С.* Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал). — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1979, № 2, с. 47—55.

138. *Савельева Г.Н., Шляхова Х.Т.* Плагиограниты Войкаро-Сынынского массива. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1970, сб. № 7, с. 221—231.

139. *Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А.* Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах. — Геотектоника, 1980, № 3, с. 16—26.

140. *Самойлова Н.В.* Габброидные породы Северного и Среднего Урала и их петрохимические особенности. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, № 32, с. 19—51.

141. *Свешникова Е.В.* Габброидные породы Кумбинского массива на Северном Урале. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, № 32, с. 52—91.

142. *Свяжин Н.В., Жилин И.В., Петров В.И., Селиверстов Г.Ф.* Щелочные породы Нязепетровского района на Западном склоне Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971, т. 4, с. 421—429.

143. *Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И., Гозулан А.М.* Суроямское месторождение ванадий-апатит-титаномагнетитовых руд. — Разведка и охрана недр, 1969, № 8, с. 8—11.

144. *Семенов И.В., Шилов В.А., Верховский А.М.* О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 187—190.

145. *Слодкевич В.В.* Генетическая информация графитизации алмаза. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии: Тез. докл. II Всесоюз. минералог. семинара. Сыктывкар, 1980, с. 12—14.

146. *Смирнов Ю.Д.* Докембрийские и палеозойские интрузии Западного

склона Северного, Среднего и Южного Урала. — Тр. ВСЕГЕИ, 1961, № 67, с. 3—57.

147. *Соболев В.С., Соболев А.В.* Об эколитоном барьере при перекристаллизации природных базальтоидов в условиях высоких температур. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 2, с. 437—440.

148. *Соболев В.С., Соболев Н.В.* Проблема двухэтапного образования земной коры. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.

149. *Тайер Т.П.* Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых поясах. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 32—46.

150. Тектоносфера Земли/Под ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1978. 531 с.

151. *Успенский Н.М.* О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. — В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1952, с. 54—78.

152. *Успенский Н.М.* Генезис титаномагнетитовых месторождений Урала. — Тр. ВСЕГЕИ, 1968, № 131, с. 95—223.

153. *Уэйджер П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

154. Фации метаморфизма/Под ред. В.С. Соболева. М.: Недра, 1970. 432 с.

155. Фации метаморфизма высоких давлений/Под ред. В.С. Соболева. М.: Недра, 1974. 328 с.

156. *Федоров Е.С.* Сиенито-гнейсы Северного Урала. — Изв. Геол. ком., 1888, т. 7, № 1, с. 15—31.

157. *Ферштатер Г.Б.* О двух главных генетических типах габбро. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 4, с. 946—950.

158. *Фоминих В.Г.* Условия образования титаномагнетитовых месторождений Урала. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1979, № 151, с. 56—69.

159. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации: Избр. труды. М.: Наука, 1967. 404 с.

160. *Царицын Е.П.* Состав аксессуарных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1977, № 127, с. 83—95.

161. *Шило М.А., Каминский Ф.В., Паланджан С.А.* и др. Первые находки алмазов в альпийских ультрабазитах Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 3, с. 933—936.

162. *Штейнберг Д.С.* О классификации гранитоидов. — Тр. и материалы Свердлов. горн. ин-та, 1939, № 4, с. 80—94.

163. *Штейнберг Д.С.* О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых магматических железорудных месторождений Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, ч. 82, с. 247—255.

164. *Штейнберг Д.С.* Некоторые петро-

- логические критерии поисков эндогенных железорудных месторождений Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Свердловск: УГУ, 1958, вып. 5, с. 156—164.
165. Штейнберг Д.С. Интрузивные формации [Урала]. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. 12, с. 537—685.
166. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
167. Язева Р.Г. Комплекс параллельных даек Полярного Урала. — Геотектоника, 1979, № 3, с. 49—58.
168. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Особенности формирования новообразованного "гранитного слоя" в палеозойской эвгеосинклинали Полярного Урала. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 949—953.
169. Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic ridge. — Science, 1971, vol. 174, p. 1329—1331.
170. Bowen N.L., Shairer J.F. The problem of the intrusion of diorite in the light of olivine diagram. — In: 16th Intern. Geol. Congr. Repts. Wash. (D.C.), 1936, vol. 1, p. 391—396.
171. Bridwell R.J. The Rio Grande rift and a diapiric mechanism for continental rifting. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht etc., 1978, vol. 2, p. 73—80.
172. Calsteren P.W.C. van, Tex E. den. An early paleozoic continental rift system in Galicia (Spain). — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht etc., 1978, vol. 2, p. 125—132.
173. Campbell I.N. Some problems with the cumulus theory. — Lithos, 1978, vol. 11, N 4, p. 311—323.
174. Carswell D.A. Possible primary upper mantle peridotite in Norwegian basal gneiss. — Lithos, 1968, vol. 1, N 4, p. 322—355.
175. Chamon C., Estevez C. Relaciones de las peridotitas con las rocas encajantes en la Serrania de Ronda. — Bol. geol. y minero, 1975, vol. 86, N 1, p. 20—23.
176. Coisy P. Modeles geodynamiques du manteau superieur sous le Massif Central d'apres l'etude structurale des peridotites en enclaves dans les basaltes. — In: 6^e Reun. annu. Sci. Terre, Orsay, 1978. P., 1978, p. 111.
177. Coleman R. Ophiolites: An ancient lithosphere? B. etc.: Springer, 1977. 229 p.
178. Davies H.L., Smith L. Geology of Eastern Papua. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, p. 3299—3312.
179. De Roever W.P. Sind die alpinotyphen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? — Geol. Rdsch., 1957, Bd. 46, N 1, S. 137—146.
180. De Roever W.P. Mantelgesteine und Magmen tiefer Herkunft. — Fortschr. Miner., 1961, Bd. 39, N 1, S. 96—107.
181. Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, vol. 74, p. 947—952.
182. Duparc L., Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizélovskaya datcha (gouvernement de Perm). — Mém. Soc. phys. hist. natur. Geneve, 1902, vol. 34, N 2, p. 57—218.
183. Duparc L., Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizélovskaya datcha (gouvernement de Perm). Deuxième memoir. — Mém. Soc. phys. hist. natur. Genève, 1905, vol. 34, N 5, p. 383—602.
184. Ernst W.G. Retrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps. — J. Petrol., 1978, vol. 19, N 3, p. 341—392.
185. Forsyth D.W. The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges. — Tectonophysics, 1977, vol. 38, p. 89—118.
186. Fowler C.N.R. Crustal structure of the Mid-Atlantic ridge crest at 37° N. — Geophys. J. Roy. Soc., 1976, vol. 47, p. 459.
187. Francheteau J., Choukroun P., Henikian R. et al. Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust. — Canad. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, N 9, p. 1223—1235.
188. George R.P., jun. Structural petrology of the Olympos ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 6, p. 845—865.
189. Green D.H. High-temperature peridotite intrusions. — In: Ultramafic and related rocks/Ed. P.J. Wyllie. N.Y. etc.: J. Wiley and Sons, 1967, p. 212—222.
190. Greenbaum D. Magmatic processes at oceanic ridges, evidence from the Troodos massif, Cyprus. — Nat. Phys. Soc. Sci., 1972, vol. 238, p. 18—21.
191. Herron T.J., Ludwig W.J., Stofa P.L. et al. Structure of the East Pacific Rise crest from multichannel seismic reflection data. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B2.
192. Hess H.H. The oceanic crust. — J. Mar. Res., 1955, vol. 14, N 14, p. 423—439.
193. Hess H.H. History of ocean basins. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, Buddington vol., p. 599—620.
194. Hofman E. Materialien zur Anfertigung geologischer Karten der Kaiserlichen Bergwerks-Distrikte des Ural-Gebirges. St. Petersburg, 1870. 218 S.
195. Husebye E.S., Ringdal F. Seismic mapping of the Scandinavian lithosphere and asthenosphere with special reference to the Oslo graben region. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht etc., 1978, vol. 2, p. 297—311.

196. *Hyndman R.D., Herzen R.P. von, Erickson A.J., Joviet J.* Heat-flow measurements DSDP leg 38. — In: Initial Repts Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1977, vol. 37, p. 347–362.
197. *Jackson E.D., Wright T.L.* Xenoliths in the Honolulu volcanic series. Hawaii. — *J. Petrol.*, 1970, vol. 11, N 2, p. 405–430.
198. *Juteau T., Nicolas A., Fruchard J.C.* et al. Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridges. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 12, p. 1740–1748.
199. *Keen C.E., Fricker A., Keen M.J.* A study of the Reykjanes ridge by surface waves using an earthquake-pair techniques. — *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1979, N 1A, p. 273–279.
200. *Kornprobst J.* Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc). — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1969, vol. 23, p. 283–322.
201. *Kornprobst J., Conquére F.* Les pyroxenolites à grenat du massif de Iherzolite de Moncaup (Haute Garonne, France); caracteres communes avec certaines enclaves des basaltes alcalins. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 16, N 1, p. 1–14.
202. *Kushiro I., Yoder H.S.* Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on basalt-eclogite transformation. — *J. Petrol.*, 1966, vol. 7, p. 337–362.
203. *Kusznir N.J., Bott M.P.H.* A thermal study of formation of the oceanic crust. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1976, vol. 47, N 1, p. 83.
204. *Lappin M.A.* Eclogites from the Sundal-Grubse ultramafic mass, Almklovdalen, Norway and T-P-history of the Almklovdalen masses. — *J. Petrol.*, 1974, vol. 15, N 3, p. 567–601.
205. *Lappin M.A., Smith D.C.* Mantle-equilibrated orthopyroxene eclogite pods from the basal gneisses in the Selge District, Western Norway. — *J. Petrol.*, 1978, vol. 19, N 3, p. 530–584.
206. *Lasnier B.* Les péridotites et pyroxenolites à grenat du Bois des Feuilles (Monts du Lyonnais)(France). — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1971, vol. 34, N 1, p. 29–42.
207. *Le Pichon X.* La lithosphère océanique: Fondement de la tectonique globale. — *Mém. hors-sér. Soc. géogr. France*, 1980, N 10, p. 339–350.
208. *Loomis T.P.* Contact metamorphism of the pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, Southern Spain. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 2449–2474.
209. *Loomis T.P.* Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature intrusion, Southern Spain. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 2475–2477.
210. *Maxwell J.C.* "Alpine" mafic and ultramafic rocks — the ophiolite suite: A contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie. — *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 5/6, p. 489–494.
211. *Melson W.G., Jarosewich E., Bowen V.T., Thompson G.* St. Peter and St. Paul Rocks: a high-temperature mantle-derived intrusion. — *Science*, 1967, vol. 155, N 3769, p. 1532–1535.
212. *Nicolas A.* Ecoulement des péridotites dans les déformations naturelles et expérimentales. — *Bull. Soc. géol. France*, 1973, vol. 15, N 5/6, p. 587–599.
213. *Nicolas A.* Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1978, vol. 288, N 1350, p. 49–57.
214. *Nicolas A.* Application de la métallurgie physique à la déformations des roches. — *Eclog. geol. helv.*, 1979, vol. 72, N 2, p. 509–530.
215. *Nicolas A., Boudier F., Bouchez J.L.* Comparaison des structures dans les péridotites d'origine ophiolitique et subocéanique. — In: 7^e Réunion. annu. sci. Terre, Lyon, 1979. P., 1979, p. 74.
216. *Orcutt S.T., Kennet B., Dorman L., Prothro W.* A low velocity zone underlying a fast-spreading rise crest. — *Nature*, 1975, N 256, p. 475–476.
217. *Parrot J.-F., Ricou L.-E.* Evolution des assemblages ophiolitiques au cours de l'expansion océanique. — *Cah. ORSTOM. Géol.*, 1976, vol. 8, N 1, p. 49–68.
218. *Ramberg H.* Experimental model studies of rift-valley systems. — In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Dordrecht etc., 1978, vol. 2, p. 39–40.
219. *Reid J.B., Frey F.A.* Rare earth distribution in Iherzolite and garnet pyroxenite xenoliths and the constitution of the upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 5, p. 1184–1196.
220. *Roeder P.L., Campbell I.N., Jamieson H.E.* A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 68, N 3, p. 325–334.
221. *Rosendahl B.R., Raitt R.W., Dorman M., Bible L.D.* Evolution of oceanic crust. 1. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 29B.
222. *Rost F., Griegel W.* Zur Geochemie und Genese granatführendes Ultramafitite des Mitteleuropäischen Grundgebirges. — *Chem. Erde*, 1969, Bd. 28, N 1/2, S. 91–177.
223. *Rost F., Wammenacher J., Griegel W.* Die Ultramafite der Alpe Arami und Croveggio Tessin (Schweiz). — *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1974, Bd. 54, N 2/3, S. 359–369.
224. *Sleep N.H.* Formation of oceanic crust: Some thermal constraints. — *J. Geo-*

phys. Res., 1975, vol. 80, N 29, p. 4037-4041.

225. *Sleep N.H., Rosendahl B.P.* Topography and tectonics of mid-oceanic ridge axes. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B12, p. 6831-6839.

226. *Smith C.H.* Bay of Islands igneous complex. Western Newfoundland. — Mem. Geol. Surv. Canada, 1958, vol. 290, p. 132.

227. *Solomon S.C.* Shear wave attenuation and melting beneath the Mid-Atlantic Ridge. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 78, p. 6044-6059.

228. *Strong D.F., Malpas J.* The sheeted dike layer of the Betts Cove ophiolite complex does not represent spreading: further discussion. — Canad. J. Earth Sci., 1975, vol. 12, N 5, p. 894-896.

229. *Tapponier P., Francheteau J.* Necking of lithosphere and the mechanism of slowly accreting plate boundaries. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B8, p. 3955-3970.

230. *Taylor H.P., jun.* The zoned complexes of Southeastern Alaska. — In: Ultramafic and related rocks/Ed. P.J. Wyllie. N.Y. etc.: J. Wiley and Sons, 1967, p. 97-121.

231. *Thayer T.P.* Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. — In: Ultramafic and related rocks/Ed. P.J. Wyllie. N.Y. etc.: J. Wiley and Sons, 1967, p. 222-239.

232. *Thayer T.P.* Alpine-type sensu strictu (ophiolitic) peridotites: Refractory residues from partial melting or igneous sediments? A contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie. — Tectonophysics, 1969, vol. 7, N 5/6, p. 511-516.

233. *Thayer T.P., Himmelberg G.R.* Rock succession in the alpine-type mafic complex at Canyon Mountain, Oregon. — 23th Intern. Geol. Congr., 1968, vol. 1, p. 175-186.

234. *Upadhyay H.D., Dewey J.F., Neale E.R.W.* The Betts Cove ophiolite complex Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle. — Proc. Geol. Assoc. Canada, 1971, vol. 24, p. 27-34.

235. *Wager L.R., Deer W.A.* Geological investigations in East Greenland. 3. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. — Medd. Grønland, 1939, bd 105, N 4, s. 352.

ПРИЛОЖЕНИЕ

(таблицы аналитических данных)

Т а б л и ц а I
Химический состав пород по детальному разрезу
блока двупироксеновых габбро
(Восточная зона Войкарского массива)

Компо- нент	1 8879	2 8880	3 8881	4 8882	5 8883	6 8884	7 8885	8 8886	9 8887
SiO ₂	46,49	41,28	44,72	44,90	48,42	46,79	45,46	44,53	46,57
TiO ₂	0,41	0,94	0,18	0,30	0,18	0,10	0,04	0,29	0,43
Al ₂ O ₃	17,76	18,92	18,66	21,72	17,12	19,33	25,91	21,36	18,78
Fe ₂ O ₃	3,17	4,04	3,37	3,22	1,04	1,05	0,54	1,43	1,92
FeO	9,40	11,35	9,04	6,46	7,30	5,67	3,53	7,21	6,18
MnO	0,22	0,19	0,25	0,13	0,15	0,14	0,08	0,14	0,14
MgO	8,32	6,35	6,15	8,24	10,37	9,74	6,05	8,10	9,34
CaO	12,70	13,15	14,16	13,76	14,27	13,67	15,65	13,35	14,12
K ₂ O	0,15	0,07	0,03	0,07	0,07	0,03	0,03	0,03	0,19
Na ₂ O	0,68	0,85	0,63	0,63	0,69	0,63	0,76	0,59	0,46
П.п.п.	1,21	3,04	2,86	0,64	0,63	2,31	1,58	2,34	1,58
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04
P ₂ O ₅	0,007	0,007	0,041	0,009	0,007	0,007	0,007	0,016	0,016
Сумма	100,53	100,17	100,10	100,09	100,18	99,49	99,66	99,41	99,77
<i>f</i>	45,8	57,4	52,9	39,3	31,3	28,0	27,5	37,4	32,6
<i>Pl_n</i>	88,1	86,4	89,6	91,0	89,3	90,0	90,6	91,3	92,2
<i>S_{min}</i>	0,86	0,61	0,84	0,74	0,92	0,90	0,82	0,79	0,90
<i>S_{max}</i>	1,42	0,82	1,46	1,14	1,23	1,18	1,06	1,19	1,23
<i>Sal</i>	51	55	53	62	49	55	74	61	53
Ca : Al	0,65	0,63	0,69	0,58	0,76	0,64	0,55	0,57	0,68
X _{Ca}	14,2	14,4	19,5	11,1	20,2	16,0	15,2	10,6	17,9

Т а б л и ц а I (продолжение)

Компо- нент	10 8889	11 8891	12 8892	13 8893	14 8895	15 8896	16 8897	17 8898	18 8907
SiO ₂	46,58	47,37	47,00	62,04	47,58	44,81	46,30	47,97	46,20
TiO ₂	0,13	0,12	0,25	0,51	0,24	0,46	0,11	0,16	0,55
Al ₂ O ₃	20,12	15,90	17,63	15,98	15,56	16,43	22,32	17,74	18,71
Fe ₂ O ₃	1,16	1,24	1,70	1,32	1,79	2,36	0,94	1,03	1,63
FeO	6,65	7,31	6,98	6,10	8,64	9,23	5,05	6,03	7,60
MnO	0,15	0,16	0,17	0,15	0,21	0,20	0,11	0,12	0,14
MgO	8,41	11,47	9,26	2,01	9,17	9,74	7,52	9,50	9,42
CaO	13,66	12,82	14,06	6,66	13,33	12,15	14,94	13,83	12,10
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,07	0,03	0,03	He обн.	He обн.	0,03
Na ₂ O	0,63	0,76	0,87	3,48	1,06	1,11	0,83	0,83	0,83
П.п.п.	2,11	2,64	1,93	1,18	2,26	3,12	1,90	2,32	3,14
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,007	0,007	0,007	0,094	0,007	0,007	0,007	0,007	0,016
Сумма	99,65	99,86	99,90	99,60	99,90	99,79	100,04	99,56	100,40

Таблица I (продолжение)

Компонент	10 8889	11 8891	12 8892	13 8893	14 8895	15 8896	16 8897	17 8898	18 8907
<i>f</i>	34,3	29,7	34,3	67,5	39,0	39,9	30,7	29,5	35,4
<i>P_{1n}</i>	90,4	85,2	85,0	47,4	75,6	79,9	88,4	85,6	86,3
<i>S_{min}</i>	0,91	0,87	0,86	2,87	0,88	0,74	0,84	0,94	0,85
<i>S_{max}</i>	1,28	1,15	1,18	7,26	1,27	1,11	1,13	1,23	1,24
<i>Sal</i>	57	47	52	57	47	49	64	52	54
Ca : Al	0,62	0,73	0,73	0,38	0,78	0,67	0,61	0,71	0,59
<i>X_{Ca}</i>	15,0	17,4	20,8	10,5	21,5	15,5	18,2	20,6	11,3

Таблица I (продолжение)

Компонент	19 8908	20 8909	21 8910	22 8911	23 8912	24 8914	25 8899	26 8900	27 8901
SiO ₂	47,28	49,52	44,86	47,54	46,90	48,72	47,12	40,29	48,54
TiO ₂	0,16	0,43	0,30	0,24	1,23	1,70	0,12	1,04	0,53
Al ₂ O ₃	17,61	9,24	17,76	18,38	18,89	17,38	17,65	15,34	19,82
Fe ₂ O ₃	1,43	1,30	2,41	1,38	3,95	3,90	1,35	8,15	2,95
FeO	6,25	9,22	7,08	7,92	8,60	8,57	6,49	11,00	6,68
MnO	0,14	0,20	0,14	0,17	0,14	0,13	0,13	0,19	0,13
MgO	9,25	13,83	9,65	9,13	4,82	5,27	10,34	7,20	5,51
CaO	14,28	10,80	14,38	13,20	11,30	10,85	13,70	12,98	10,97
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	He обн.	He обн.	He обн.	0,03
Na ₂ O	0,81	0,89	0,62	0,91	2,52	2,32	0,83	0,60	2,60
П.п.п.	2,15	3,79	2,97	1,57	1,27	1,14	2,97	2,96	1,91
Cr ₂ O ₃	0,02	0,12	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,011	0,018	0,007	0,007	0,018	0,103	0,007	0,007	0,007
Сумма	99,42	99,39	100,23	100,49	99,68	100,08	100,12	99,67	99,69
<i>f</i>	31,8	30,0	35,4	36,3	58,8	56,5	29,9	59,0	49,0
<i>P_{1n}</i>	86,0	72,4	89,1	85,1	58,9	63,9	85,6	88,1	64,5
<i>S_{min}</i>	0,90	0,96	0,77	0,88	0,71	0,89	0,87	0,63	0,80
<i>S_{max}</i>	1,20	1,27	1,08	1,26	1,40	1,68	1,16	1,23	1,39
<i>Sal</i>	51	29	51	54	61	57	51	44	64
Ca : Al	0,74	1,07	0,74	0,65	0,54	0,57	0,68	0,77	0,50
<i>X_{Ca}</i>	22,0	19,3	19,9	16,3	16,1	16,6	16,8	17,1	13,8

Таблица I (продолжение)

Компонент	28 8902	29 8903	30 8904	31 8906	32 20-7	33 131-7	34 131-4
SiO ₂	48,93	45,54	48,56	45,73	45,62	46,16	43,80
TiO ₂	0,15	0,58	0,12	0,10	0,27	0,17	0,51
Al ₂ O ₃	14,40	17,11	4,30	19,73	18,03	22,50	18,08
Fe ₂ O ₃	1,07	2,44	0,85	0,94	5,38	1,07	3,79
FeO	7,51	8,80	5,08	3,85	7,04	5,44	8,38
MnO	0,16	0,20	0,12	0,09	0,23	0,10	0,13

Таблица I (окончание)

Компонент	28 8902	29 8903	30 8904	31 8906	32 20-7	33 131-7	34 131-4
MgO	11,75	8,53	18,57	9,38	9,15	8,37	9,03
CaO	11,82	13,17	17,29	16,18	12,04	15,01	13,75
K ₂ O	0,03	0,03	0,07	0,03	0,04	0,06	0,12
Na ₂ O	1,03	0,95	0,35	0,81	0,66	0,59	0,75
П.н.п.	2,48	2,80	3,75	2,92	0,16	0,65	1,78
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,23	0,02	—	—	—
P ₂ O ₅	0,007	0,009	0,009	0,009	—	—	—
Сумма	99,37	100,17	99,30	99,79	99,45	100,12	100,12
f	29,2	42,4	15,4	22,3	42,5	30,2	42,6
P _н	79,1	83,1	77,1	87,4	88,8	91,7	87,3
S _{min}	0,94	0,80	0,86	0,79	0,81	0,81	0,68
S _{max}	1,23	1,22	0,96	0,94	1,31	1,08	1,06
S _{al}	43	51	13	57	52	63	52
Ca : Al	0,75	0,70	3,67	0,75	0,61	0,61	0,69
X _{Ca}	17,3	18,2	33,2	26,5	11,0	16,3	17,0

Примечание. 1, 4, 5, 9, 12, 22 — двупироксеновые габбро, свежие или в очень малой степени измененные. Крупно-, реже среднезернистый гранобластовый агрегат орто-, клинопироксена, плагиоклаза (анортита) с примесью магнетита в сидеронитовых выделениях, оливин встречен лишь в обр. 8882 (ан. 4). При изменении фемические минералы частично замещаются актинолитом с примесью хлорита, плагиоклаз — цоизитом; 2, 6—8, 10, 15—18, 21, 26—29 — в разной степени измененные двупироксеновые габбро, иногда со следами низкотемпературной деформации. Фемические минералы частично или полностью замещены агрегатом актинолита с примесью хлорита, плагиоклаз — теми же минералами или цоизитом, обычно сохраняется реликтовая гранобластовая структура; 3, 11, 14, 25 — зеленокаменные породы, образовавшиеся по двупироксеновым габбро. Как правило, структура габбро не сохраняется; реликтовый плагиоклаз — в виде фрагментов в массе актинолита, хлорита и цоизита; 19, 20, 30, 31 — измененные диопсидовые габбро. Реликтовая гранобластовая структура, реликты плагиоклаза, диопсида в массе актинолита и хлорита; 23, 24 — тонкополосчатые зеленокаменные blastsкатаклизиты, образовавшиеся по двупироксеновым габбро. Преобладает актинолит, в виде фрагментов — реликтовый плагиоклаз габбро, присутствуют эпидот и цоизит, хлорит, реликты магнетита с каемками лейкоксена, встречаются линзовидные скопления кварца; 13 — зеленокаменный катаклизит по кварцевому диориту; 32—34 — двупироксеновые габбро из того же местонахождения, по данным А.А. Савельева [126, с. 44]. Последний анализ, по-видимому, представляет измененную разность.

Таблица II

Аналитические данные по детальному разрезу
реликтового пласта двупироксеновых габбро
в зеленокаменных blastsкатаклизитах
(Восточная зона Войкарского массива)

Компонент	1 10298	2 10301	3 10302	4 10303	5 10304	6 10305	7 10306
SiO ₂	43,31	49,22	49,22	47,07	44,25	44,31	48,23
TiO ₂	1,00	0,19	0,20	0,44	0,98	0,99	1,41
Al ₂ O ₃	17,25	16,15	15,59	17,00	19,0	19,34	15,90
Fe ₂ O ₃	7,19	0,49	1,84	4,47	6,42	6,88	3,62
FeO	7,76	8,30	7,76	8,78	9,36	8,71	10,69
MnO	0,21	0,20	0,18	0,21	0,21	0,19	0,14
MgO	7,48	10,02	9,14	8,26	6,44	5,60	6,20
CaO	11,70	14,06	14,41	12,28	11,02	11,73	8,99

Таблица II (продолжение)

Компонент	1 10298	2 10301	3 10302	4 10303	5 10304	6 10305	7 10306
K ₂ O	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Na ₂ O	1,11	0,74	0,73	0,97	1,37	1,51	2,98
П.п.п.	2,21	0,65	1,04	0,53	0,62	0,61	1,25
Cr ₂ O ₃	0,003	0,026	0,032	0,008	0,003	0,003	0,003
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,10
Сумма	99,37	100,20	100,29	100,11	99,82	99,97	99,61
<i>f</i>	52,1	33,5	37,1	48,9	57,1	60,2	56,0
<i>Pl_n</i>	80,7	86,0	86,0	83,1	78,9	77,1	52,9
<i>S_{min}</i>	0,70	0,95	0,98	0,85	0,68	0,66	0,74
<i>S_{max}</i>	1,28	1,29	1,36	1,42	1,44	1,42	1,45
<i>Sal</i>	52	48	46	51	58	59	56
Ca : Al	0,62	0,79	0,84	0,66	0,52	0,55	0,51
<i>X_{Ca}</i>	13,1	21,8	24,2	14,8	7,7	11,2	12,9
ΔPl^*	—	86–88	80–87	—	74–84	71–78	46–48

* Степень равновесности плагиоклаза по оптическим данным, % *Al*.

Таблица II (продолжение)

Компонент	8 10307	9 10308	10 10309	11 10310	12 10311	13 10312	14 10312
SiO ₂	49,0	46,70	48,07	48,65	49,42	49,08	48,58
TiO ₂	1,36	0,34	0,30	1,48	1,88	1,88	0,30
Al ₂ O ₃	15,90	16,50	15,40	16,90	15,65	16,35	14,60
Fe ₂ O ₃	2,95	2,48	2,04	3,98	3,86	3,83	2,63
FeO	9,01	9,81	10,59	8,94	8,85	9,07	6,23
MnO	0,12	0,19	0,19	0,08	0,09	0,09	0,12
MgO	6,67	8,91	8,91	5,32	5,40	5,05	9,95
CaO	8,86	11,78	10,89	10,38	9,88	9,88	14,29
K ₂ O	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Na ₂ O	3,72	1,00	1,54	3,02	3,42	3,33	1,10
П.п.п.	1,76	2,47	1,86	1,11	1,24	1,14	1,82
Cr ₂ O ₃	0,003	0,008	0,004	0,003	0,003	0,034	0,040
P ₂ O ₅	0,09	<0,05	<0,05	0,11	0,13	0,14	<0,05
Сумма	99,54	100,28	99,94	100,07	99,92	99,94	99,81
<i>f</i>	49,8	43,4	44,2	57,0	58,5	56,2	33,1
<i>Pl_n</i>	44,4	82,0	71,6	54,7	50,0	48,6	78,3
<i>S_{min}</i>	0,67	0,85	0,86	0,76	0,76	0,75	0,91
<i>S_{max}</i>	1,16	1,36	1,38	1,43	1,45	1,38	1,20
<i>Sal</i>	59	49	49	59	59	59	45
Ca : Al	0,51	0,65	0,64	0,56	0,55	0,57	0,89
<i>X_{Ca}</i>	15,9	14,1	14,6	18,1	18,6	19,0	25,9
ΔPl	25–48	77–82	74–76	45–46	38–46	30–63	54–66

Примечание. 1 — зеленокаменный blastsкатаклазит, непосредственно контактирующий с габбро по западному контакту пласта; 2–6, 10 — свежие или незначительно измененные двупироксеновые габбро, слагающие реликтовый пласт; 7–9, 11–14 — тонкополосчатые зеленокаменные blastsкатаклазиты и blastsмилониты, окружающие реликтовый габбровый пласт с востока.

Таблица III
Химический состав горных пород по детальному разрезу Изшор
(Восточная зона Войкарского массива)

Компо- нент	1 8937	2 8935	3 8940	4 10262	5 10263	6 10279	7 10280	8 10284	9 10285
SiO ₂	37,20	38,30	43,42	37,83	43,20	38,79	43,32	42,10	40,06
TiO ₂	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,07
Al ₂ O ₃	0,90	7,98	22,24	9,03	28,33	7,27	22,97	25,05	4,88
Fe ₂ O ₃	3,98	3,65	0,34	2,53	0,42	1,47	0,55	0,39	6,08
FeO	5,59	4,83	3,34	4,68	1,85	5,57	2,88	2,97	2,59
MnO	0,13	0,11	0,07	0,08	0,02	0,05	0,04	0,05	0,08
MgO	42,80	33,21	11,58	31,49	6,07	33,29	10,01	11,11	33,53
CaO	0,78	3,69	12,76	5,41	16,09	2,26	13,39	12,66	4,60
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Na ₂ O	0,12	0,51	1,92	0,40	1,10	0,10	2,0	2,04	0,10
П.п.п.	8,21	7,59	4,16	7,15	2,56	10,53	3,87	4,02	7,14
Cr ₂ O ₃	0,49	0,52	0,05	0,44	0,078	0,32	0,080	0,085	0,29
P ₂ O ₅	0,007	0,016	0,007	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Сумма	100,55	100,65	100,18	99,17	99,91	99,77	99,23	100,60	99,52
<i>f</i>	10,9	12,2	15,1	11,1	17,0	10,4	15,9	14,9	12,0
<i>Pl_n</i>	—	80,5	75,1	86,3	85,3	100,0	75,2	76,2	100,0
<i>Sal</i>	3	24	70	29	84	16	75	80	14
<i>S_{min}</i>	0,49	0,49	0,43	0,48	0,43	0,61	0,42	0,23	0,58
<i>S_{max}</i>	0,56	0,55	0,50	0,54	0,51	0,68	0,48	0,27	0,66
<i>X_{Ca}</i>	0,6	0,0	10,6	1,6	12,1	0,0	13,2	4,2	3,5
Ca : Al	0,78	0,42	0,52	0,54	0,51	0,28	0,53	0,46	0,85

Таблица III (продолжение)

Компо- нент	10 10286	11 10287	12 10288	13 10289	14 10290	15 10292	16 10293	17 10295	18 10296
SiO ₂	44,40	37,02	39,76	38,74	41,71	45,0	46,20	46,70	47,02
TiO ₂	0,06	0,03	0,04	0,04	0,07	0,06	0,06	0,08	0,17
Al ₂ O ₃	24,70	23,88	25,54	3,61	16,78	23,30	17,0	17,80	16,65
Fe ₂ O ₃	0,42	1,23	0,97	4,08	0,84	0,23	1,81	0,80	1,02
FeO	2,05	3,04	2,18	4,61	3,35	2,56	2,50	2,80	4,94
MnO	0,02	0,08	0,06	0,10	0,12	—	—	—	—
MgO	7,80	12,78	7,57	37,44	12,25	8,23	14,11	11,56	11,74
CaO	15,75	16,66	18,24	3,99	20,50	15,49	15,52	16,58	14,74
K ₂ O	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Na ₂ O	2,60	0,28	0,74	0,10	0,20	1,48	0,74	0,81	0,80
П.п.п.	2,40	4,73	3,93	6,77	3,55	3,40	1,96	2,01	2,88
Cr ₂ O ₃	—	0,29	0,085	0,50	0,096	0,14	0,29	0,22	0,12
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Сумма	100,30	100,02	99,20	100,08	99,47	99,99	100,29	99,54	100,18
<i>f</i>	15,0	15,5	18,6	11,1	16,2	16,4	14,4	15,1	22,2
<i>Pl_n</i>	70,4	96,2	90,9	91,9	96,4	81,0	86,6	86,2	85,3
<i>Sal</i>	80	70	77	11	49	72	50	52	50
<i>S_{min}</i>	0,28	0,29	0,36	0,52	0,62	0,62	0,73	0,80	0,83
<i>S_{max}</i>	0,31	0,34	0,41	0,59	0,70	0,71	0,82	0,89	1,00
<i>X_{Ca}</i>	26,2	15,1	27,1	3,4	0,4	22,5	23,0	28,5	23,2
Ca : Al	0,58	0,63	0,65	1,00	1,11	0,60	0,83	0,85	0,80

Таблица III (окончание)

Компонент	19 10282	20 10283	21 10265	22 10267	23 10268	24 10269	25 8936	26 8623	27 8619
SiO ₂	41,35	40,04	42,91	43,29	42,54	43,50	43,50	46,20	38,20
TiO ₂	0,07	0,07	0,09	0,23	0,22	0,22	0,09	0,18	0,20
Al ₂ O ₃	8,17	6,70	9,32	9,73	13,92	14,07	9,78	13,25	2,04
Fe ₂ O ₃	2,64	2,17	1,19	1,17	0,94	0,71	1,64	0,44	9,52
FeO	5,93	6,79	6,85	8,36	6,54	7,00	6,17	6,58	2,76
MnO	0,08	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,13	0,12	0,12
MgO	28,16	32,69	25,62	20,20	14,64	15,88	23,24	23,56	34,00
CaO	6,76	5,41	10,13	10,65	14,38	12,99	10,74	6,03	0,14
K ₂ O	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,03	0,04	0,02
Na ₂ O	0,27	0,14	0,26	1,00	1,68	1,56	0,42	0,20	0,08
П.п.п.	6,08	5,36	3,50	5,14	3,90	3,70	4,21	7,18	11,56
Cr ₂ O ₃	0,40	0,45	0,36	0,33	0,20	0,21	0,37	0,18	0,34
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,007	0,06	0,04
Сумма	100,02	100,02	100,41	100,28	99,14	100,01	100,63	100,21	99,89
<i>f</i>	14,3	13,1	14,9	20,8	22,3	21,4	15,9	14,4	15,6
<i>P_{1/1}</i>	89,3	92,6	91,7	71,4	67,1	69,3	86,4	94,7	—
<i>Sal</i>	25	20	27	32	48	47	30	36	—
<i>S_{min}</i>	0,59	0,54	0,61	0,63	0,53	0,56	0,64	0,69	0,73
<i>S_{max}</i>	0,69	0,62	0,71	0,76	0,64	0,68	0,75	0,81	—
<i>X_{Ca}</i>	5,2	3,4	11,1	14,8	23,8	19,2	13,0	0,0	—
Ca : Al	0,75	0,73	0,99	0,99	0,94	0,84	0,99	0,41	—

Примечание. 1, 27 — в разной степени серпентинизированные дуниты, слагающие прослой и линзы в полосатых троктолитах; 2—10, 13, 19, 20, 26 — в самой разной степени измененные троктолиты, от ультрамеланократовых до лейкократовых, слагающие прослой, линзы и угловатые блоки в дунитовой матрице или, наоборот, содержащие прослой, линзы и блоки дунита. Первичная гранобластовая структура, как правило, сохраняется, реликты оливина, анортита и хромшпинели обычны даже в наиболее сильно измененных разностях; 11, 14, 15, 18 — измененные оливиновые габбро; 16, 17 — очень слабо измененные, почти свежие оливиновые габбро; 12 — хлорит-тремолит-цоизитовая порода по оливиновому габбро; 21—25 — материал жил, секущих полосатые троктолиты (в разной степени измененные породы типа среднезернистых оливиновых габбро и микрогаббро). Два последних анализа (26 и 27) относятся к разрезу по безымянному правому притоку Малой Лагорты.

Таблица IV

Химический состав горных пород
по детальному разрезу Шершор
(Западная зона Войкарского массива)

Компонент	1 30265	2 30266	3 30267	4 30270	5 30271	6 30272	7 30273	8 30274
SiO ₂	43,28	47,06	48,30	44,35	42,16	44,02	44,39	41,33
TiO ₂	0,89	0,35	0,51	0,84	1,26	0,57	0,19	0,76
Al ₂ O ₃	15,29	23,33	22,21	18,52	14,67	19,98	26,81	20,12
Fe ₂ O ₃	2,82	2,87	1,21	2,17	3,62	3,03	1,15	4,63
FeO	10,54	3,27	5,90	8,45	7,85	6,91	3,60	7,27
MnO	0,24	0,08	0,10	0,16	0,13	0,14	0,07	0,14
MgO	10,80	4,18	3,99	6,51	13,12	7,05	3,54	6,90

Т а б л и ц а IV (продолжение)

Компонент	1 30265	2 30266	3 30267	4 30270	5 30271	6 30272	7 30273	8 30274
CaO	12,76	13,10	9,53	13,89	10,98	13,27	12,44	14,34
K ₂ O	0,22	0,22	0,36	0,22	0,50	0,27	0,59	0,18
Na ₂ O	1,16	2,00	3,69	1,92	1,64	1,80	2,72	0,89
П.п.п.	2,06	3,13	3,57	2,59	3,38	2,31	4,17	3,11
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,01	0,01	0,08	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,092	0,027	0,060	0,023	0,323	0,025	0,016	0,027
Сумма	100,19	99,63	99,44	99,65	99,66	99,39	99,70	99,71
<i>f</i>	40,8	44,4	49,8	47,7	32,4	43,7	42,5	48,5
<i>P/n</i>	77,7	74,9	56,6	70,5	67,9	73,9	70,8	86,2
<i>S</i> _{min}	0,61	0,81	0,54	0,59	0,51	0,55	0,08	0,56
<i>S</i> _{max}	0,92	1,28	1,00	0,92	0,70	0,86	0,13	0,92
<i>Sal</i>	47	72	76	59	48	62	86	59
Ca : Al	0,76	0,51	0,39	0,68	0,68	0,60	0,42	0,65
X _{Ca}	17,8	17,6	7,1	24,5	14,9	19,0	5,6	18,4

Т а б л и ц а IV (продолжение)

Компонент	9 30275	10 30276	11 30281	12 30282	13 30283	14 30287	15 30291	16 30292
SiO ₂	45,95	41,24	48,03	45,11	47,00	43,38	47,07	43,86
TiO ₂	0,49	0,65	0,68	0,37	0,54	0,93	0,77	0,83
Al ₂ O ₃	20,44	20,57	18,68	24,66	23,08	19,23	19,74	19,16
Fe ₂ O ₃	2,77	3,98	1,83	1,71	2,55	3,65	2,55	2,98
FeO	5,02	6,44	7,43	5,14	4,84	7,74	6,80	7,85
MnO	0,11	0,12	0,15	0,10	0,10	0,15	0,14	0,16
MgO	5,60	6,83	6,16	4,58	3,74	7,16	5,55	7,32
CaO	11,32	15,45	10,02	11,64	11,49	12,60	10,75	13,33
K ₂ O	0,63	0,31	0,50	0,27	0,27	0,27	0,45	0,18
Na ₂ O	3,01	1,11	3,25	2,82	3,45	1,76	3,04	2,08
П.п.п.	4,00	2,72	2,94	3,36	2,38	2,50	2,51	1,81
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,041	0,050	0,037	0,032	0,032	0,055	0,044	0,017
Сумма	99,39	99,49	99,71	99,80	99,48	99,43	99,42	99,59
<i>f</i>	43,5	45,7	45,5	45,2	51,8	46,7	48,3	44,8
<i>P/n</i>	60,0	83,4	54,3	68,1	60,2	73,4	58,8	69,5
<i>S</i> _{min}	0,48	0,48	0,60	0,33	0,41	0,54	0,56	0,50
<i>S</i> _{max}	0,74	0,75	0,97	0,57	0,73	0,89	0,95	0,78
<i>Sal</i>	70	62	65	79	77	60	67	61
Ca : Al	0,50	0,68	0,49	0,43	0,45	0,60	0,50	0,63
X _{Ca}	18,5	23,2	16,1	6,3	16,1	16,9	16,3	20,5

Таблица IV (продолжение)

Компонент	17 30293	18 30294	19 30298	20 30298	21 30301	22 30302	23 30303	24 30304
SiO ₂	44,63	42,84	44,44	47,88	42,38	43,64	47,16	47,37
TiO ₂	0,72	1,30	0,81	0,56	1,11	1,16	0,39	0,40
Al ₂ O ₃	18,04	16,70	17,90	6,96	14,72	9,61	23,70	25,48
Fe ₂ O ₃	2,35	4,87	2,46	3,60	4,18	5,80	1,98	1,78
FeO	8,95	9,24	8,43	8,22	12,07	11,95	4,29	4,25
MnO	0,16	0,18	0,17	0,27	0,20	0,24	0,10	0,08
MgO	7,32	7,72	7,60	11,05	9,69	11,68	2,78	3,34
CaO	13,35	12,42	13,35	19,69	13,04	12,48	13,68	12,76
K ₂ O	0,22	0,18	0,22	0,09	0,14	0,14	0,18	0,22
Na ₂ O	2,04	1,76	2,08	0,93	1,22	1,22	2,48	2,60
П.п.п.	1,98	2,52	1,85	0,85	1,12	1,74	2,68	1,45
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,021	0,018	0,023	0,018	0,021	0,025	0,034	0,025
Сумма	99,79	99,76	99,35	100,14	99,91	99,69	99,46	99,76
<i>f</i>	46,2	50,3	44,4	37,3	48,2	45,5	55,5	49,7
<i>Pl_n</i>	68,3	70,0	67,6	64,3	76,1	65,5	70,5	71,0
<i>S_{min}</i>	0,57	0,56	0,56	0,82	0,58	0,68	0,60	0,59
<i>S_{max}</i>	0,89	0,95	0,86	1,05	0,95	1,05	1,02	1,05
<i>Sal</i>	58	53	58	23	45	32	75	81
Ca : Al	0,67	0,67	0,68	2,56	0,81	1,18	0,52	0,46
<i>X_{Ca}</i>	22,1	18,6	22,5	40,5	19,0	21,9	25,5	11,8

Таблица IV (продолжение)

Компонент	25 30305	26 30306	27 30308	28 30309	29 30310	30 30312	31 30314	32 30315
SiO ₂	48,27	44,81	46,02	46,36	42,82	45,15	47,04	44,34
TiO ₂	0,67	0,85	0,58	0,65	1,08	0,93	0,70	1,07
Al ₂ O ₃	20,99	14,66	22,41	20,46	18,71	10,60	21,44	16,45
Fe ₂ O ₃	2,67	4,37	2,62	2,78	5,03	4,18	3,16	5,09
FeO	6,29	9,09	5,45	6,76	7,12	11,42	5,49	9,02
MnO	0,14	0,19	0,11	0,14	0,19	0,26	0,14	0,22
MgO	4,50	10,66	5,06	5,63	6,67	12,22	4,44	6,98
CaO	12,31	11,70	13,78	13,66	13,88	12,42	13,33	12,89
K ₂ O	0,27	0,22	0,18	0,18	0,36	0,18	0,22	0,22
Na ₂ O	2,84	1,52	1,96	1,89	1,48	1,11	2,12	1,64
П.п.п.	0,81	1,48	1,68	1,05	2,12	1,41	1,41	1,48
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,025	0,029	0,044	0,025	0,041	0,041	0,069	0,039
Сумма	99,79	99,61	99,91	99,59	99,51	99,94	99,57	100,05
<i>f</i>	52,3	41,2	47,0	48,3	50,0	41,5	51,7	52,7
<i>Pl_n</i>	63,1	70,5	74,8	73,4	76,5	70,0	71,9	71,5
<i>S_{min}</i>	0,66	0,65	0,65	0,69	0,56	0,71	0,74	0,67
<i>S_{max}</i>	1,12	0,98	1,04	1,12	0,91	1,05	1,24	1,14
<i>Sal</i>	69	47	70	54	58	34	68	52
Ca : Al	0,53	0,73	0,56	0,61	0,67	1,06	0,56	0,71
<i>X_{Ca}</i>	20,9	17,0	20,0	21,9	21,6	20,9	21,9	21,0

Таблица IV (продолжение)

Компонент	33 30317	34 30321	35 30322	36 30323	37 30324	38 30325	39 30326	40 30327
SiO ₂	47,10	45,88	45,16	45,52	48,02	42,46	44,62	46,82
TiO ₂	0,36	0,80	0,70	0,65	0,65	1,27	0,81	0,54
Al ₂ O ₃	24,74	17,12	20,89	22,50	21,85	17,35	18,66	17,68
Fe ₂ O ₃	1,68	3,14	2,55	4,32	2,49	4,36	5,21	3,12
FeO	4,25	8,76	6,65	4,22	6,18	8,62	7,31	6,47
MnO	0,10	0,21	0,15	0,13	0,15	0,21	0,16	0,17
MgO	3,41	7,85	5,04	4,28	4,12	9,00	6,90	7,30
CaO	14,22	13,11	13,39	13,44	12,23	12,40	12,23	12,89
K ₂ O	0,18	0,19	0,23	0,28	0,23	0,19	0,23	0,23
Na ₂ O	1,92	1,52	2,00	2,80	2,76	1,33	1,88	2,11
П.п.п.	1,70	1,58	2,65	1,96	1,20	2,95	2,06	2,14
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,025	0,057	0,025	0,039	0,041	0,053	0,037	0,025
Сумма	99,69	100,23	99,44	100,15	99,93	100,21	100,12	99,51
<i>f</i>	48,8	45,7	50,4	52,0	53,8	44,4	49,7	42,0
<i>Pl_n</i>	77,2	74,3	72,3	65,8	65,4	77,4	71,1	66,8
<i>S_{min}</i>	0,80	0,71	0,63	0,43	0,67	0,57	0,60	0,71
<i>S_{max}</i>	1,29	1,12	1,04	0,72	1,20	0,92	1,02	1,04
<i>Sal</i>	76	53	66	73	72	54	59	57
Ca : Al	0,52	0,70	0,58	0,54	0,51	0,65	0,60	0,66
<i>X_{Ca}</i>	21,0	20,4	21,5	23,3	18,4	15,6	16,7	23,0

Таблица IV (продолжение)

Компонент	41 30328	42 30329	43 30330	44 30331	45 30332	46 30333	47 30337	48 30339
SiO ₂	41,30	41,42	45,12	50,62	45,74	48,48	41,66	43,22
TiO ₂	1,27	0,54	0,72	0,96	0,31	0,93	0,93	1,01
Al ₂ O ₃	18,25	19,74	16,27	17,92	10,12	17,68	17,43	3,63
Fe ₂ O ₃	3,63	3,87	2,70	2,56	2,18	3,17	6,97	3,26
FeO	10,00	6,47	7,53	8,33	9,82	6,29	10,54	7,56
MnO	0,19	0,14	0,18	0,24	0,22	0,19	0,28	0,19
MgO	6,58	8,25	9,44	4,24	17,17	5,31	7,85	10,15
CaO	13,77	15,10	13,77	8,82	12,07	10,14	13,50	14,00
K ₂ O	0,28	0,04	0,33	0,52	0,10	0,47	0,10	0,14
Na ₂ O	1,11	0,76	1,52	3,88	0,95	3,40	0,59	1,16
П.п.п.	3,63	3,06	2,16	1,78	1,20	2,22	0,25	2,35
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,05	0,01	0,16	0,02	0,01	0,05
P ₂ O ₅	0,039	0,032	0,062	0,247	0,041	0,417	0,034	0,023
Сумма	100,06	99,44	99,85	100,13	100,08	99,72	100,13	99,84
<i>f</i>	53,4	40,6	37,8	59,0	28,2	49,8	55,0	37,2
<i>Pl_n</i>	81,4	87,9	72,9	46,4	72,8	50,9	89,5	62,2
<i>S_{min}</i>	0,56	0,58	0,65	0,71	0,68	0,72	0,60	0,44
<i>S_{max}</i>	0,98	0,86	0,92	1,42	0,89	1,19	1,12	0,62

Таблица IV (окончание)

Компонент	41 30328	42 30329	43 30330	44 30331	45 30332	46 30333	47 30337	48 30339
Sa/	55	59	51	66	32	63	51	56
Ca : Al	0,68	0,69	0,77	0,45	1,08	0,52	0,70	0,76
X _{Ca}	19,9	20,3	23,1	16,1	18,2	20,3	15,6	23,8

Примечание. 1 — гранатовый амфиболит; 2 — амфибол-цоизит-кварцевая порода; 3 — измененное двупироксеновое габбро; 4 — гранатовый амфиболит; 5 — амфиболовая порода (жилообразное тело, секущее полосчатость гранатовых амфиболитов); 6—11 — гранатовые амфиболиты; 12 — диопсидовый амфиболит; 13 — гранатовый амфиболит; 14 — цоизитовый гранатсодержащий амфиболит (пегматоидная жила в диопсидовых амфиболитах); 15—19 — диопсидовые амфиболиты; 20 — материал метасоматической диопсидовой жилы, секущей диопсидовый амфиболит № 19; 21 — гранатовый амфиболит; 22 — амфибол-диопсидовая порода (материал, цементирующий сваренные блоки диопсидовых амфиболитов в хаотическом комплексе); 23 — гранатовый амфиболит; 24 — диопсидовое (?) измененное габбро; 25—28 — двупироксеновые габбро бластомилонитовой структуры, полосчатые, от мезократовых до меланократовых, иногда с тончайшими гранатовыми жилками; 29 — гранатовый амфиболит, слагающий зону около 40 см шириной в двупироксеном габбро; 40, 41 — измененные двупироксеновые габбро; 45 — цоизитовый амфиболит; 46 — бластомилонит амфиболитовой ступени по гранатовому амфиболиту; 47 — пироксен-гранатовая порода (прослой в гранатовых амфиболитах); 48 — гранатовый амфиболит.

Таблица V

Химический состав габбро, слагающих будины среди амфиболитов в разрезе по р. Куагач (Кемпирсайский массив)

Компонент	1 8087	2 8089	3 8091	4 8092	5 8100	6 8105	7 8106
SiO ₂	45,61	45,10	44,19	44,98	43,91	37,70	42,18
TiO ₂	0,16	0,13	0,13	0,15	0,12	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	19,10	20,43	18,45	20,15	20,17	8,32	5,95
Fe ₂ O ₃	0,65	0,97	1,17	0,58	0,85	7,95	2,68
FeO	4,94	4,55	5,38	5,05	4,87	3,74	6,78
MnO	0,05	0,04	0,10	0,06	0,04	0,20	0,11
MgO	12,03	12,03	15,81	12,04	12,18	28,39	29,70
CaO	11,28	11,16	10,14	10,98	11,28	3,97	2,35
K ₂ O	0,20	0,10	0,09	0,11	0,10	0,04	0,04
Na ₂ O	1,68	1,70	1,70	1,86	1,50	0,33	0,30
П.п.п.	3,52	3,0	3,08	2,96	4,37	9,05	9,65
Cr ₂ O ₃	0,090	0,046	0,08	0,090	0,080	0,28	0,30
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05	0,02	0,02
Сумма	99,35	99,31	100,32	99,06	99,52	99,26	100,14
f	20,5	20,1	18,7	20,7	20,7	17,9	14,8
P _f	74,6	75,9	81,8	73,6	78,4	86,0	80,8
S _{min}	0,64	0,60	0,60	0,56	0,58	0,53	0,68
S _{max}	0,79	0,74	0,73	0,70	0,73	0,64	0,80
Ca : Al	0,54	0,50	0,50	0,50	0,51	0,44	0,36
X _{Ca}	10,1	6,5	3,8	7,1	6,6	0,0	0,0
Sa/	60	63	56	63	61	23	16
σ	3,09	—	—	3,08	2,98	2,79	—

Таблица V (продолжение)

Компонент	1 8087	2 8089	3 8091	4 8092	5 8100	6 8105	7 8106
Содержание, г/т							
Sr	120	62	70	65	65	40	28
Rb	—	5	6	6	—	Сл.	6
Li	—	2	2	2	6	1	Нет

Таблица V (окончание)

Компонент	8 8153	9 8154	10 8155	11 8160	12 8167	13 8171	14 8172
SiO ₂	44,96	45,07	44,29	47,32	43,98	45,84	45,62
TiO ₂	0,10	0,15	0,15	0,16	0,23	0,13	0,10
Al ₂ O ₃	23,70	23,25	17,82	21,44	16,33	20,54	22,91
Fe ₂ O ₃	0,51	0,44	1,19	1,24	1,24	0,97	0,84
FeO	4,04	4,78	6,93	4,17	6,23	5,52	4,33
MnO	0,07	0,07	0,11	0,06	0,07	0,07	0,07
MgO	11,38	8,71	14,94	8,42	17,34	11,87	10,73
CaO	11,54	12,54	11,38	11,88	10,44	10,76	12,12
K ₂ O	0,09	0,13	0,04	0,10	0,10	0,04	0,04
Na ₂ O	1,76	1,92	1,25	2,30	1,22	1,70	1,68
П.п.п.	1,87	2,79	1,24	2,41	2,12	1,77	0,76
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,13	0,22	0,115	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	0,02	0,02
Сумма	100,06	99,94	99,52	99,55	99,35	99,25	99,25
<i>f</i>	18,0	25,5	23,1	26,4	19,5	23,4	21,3
<i>P_n</i>	78,4	76,0	79,5	70,2	78,3	76,4	78,6
<i>S_{min}</i>	0,49	0,51	0,58	0,68	0,68	0,63	0,56
<i>S_{max}</i>	0,59	0,67	0,74	0,88	0,70	0,81	0,70
Ca : Al	0,46	0,49	0,58	0,50	0,58	0,48	0,48
<i>X_{Ca}</i>	0,9	8,8	9,1	11,8	7,8	4,2	5,6
<i>Sal</i>	72	72	54	69	56	62	70
<i>σ</i>	3,01	3,06	3,05	—	3,09	3,09	2,98
Содержание, г/т							
Sr	300	—	—	430	150	30	110
Rb	—	—	—	—	—	—	—
Li	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — измененное оливиновое габбро (центральная часть будины); 2 — измененный троктолит (краевая часть будины, достигающей 0,7 м в поперечнике); 3 — измененный троктолит из центральной части той же будины; 4 — измененное оливиновое габбро из краевой части будины около 1 м в поперечнике; 5 — очень сильно измененный троктолит; 6 — линзовидно-полосчатая, сланцеватая существенно серпентиновая порода (по ультрамеланократовому троктолиту ?); 7 — актинолит-хлоритовая порода из того же прослоя, что и № 6; 8 — измененный троктолит из центра будины; 9, 10 — измененные оливиновые габбро из центральных частей будин; 11 — деформированное и измененное оливиновое габбро из зоны перехода от массивного ядра будины к пироповому амфиболиту; 12 — измененное оливиновое габбро (внешняя зона будины); 13 — измененный троктолит из ядра будины; 14 — очень слабо измененное оливиновое габбро, близкое к троктолиту, из крупной (несколько метров в поперечнике) будины.

Таблица VI
Химический состав метаморфических пород из зоны габбровых будин
в разрезе по р. Куагач (Кемпирсайский массив)

Компонент	1 8085	2 8086	3 8088	4 8090	5 8094	6 8095	7 8096	8 8097
SiO ₂	47,32	48,20	44,33	43,99	45,00	47,40	44,76	44,58
TiO ₂	0,22	0,32	0,13	0,13	0,23	0,32	0,12	0,06
Al ₂ O ₃	17,26	17,52	19,91	18,35	17,65	17,38	23,58	18,80
Fe ₂ O ₃	1,12	1,18	0,92	1,33	0,35	1,16	0,08	0,66
FeO	6,42	5,28	4,94	5,58	6,22	5,52	4,36	5,69
MnO	0,06	0,05	0,05	0,04	0,09	0,05	0,05	0,07
MgO	11,95	9,87	13,11	13,81	14,30	10,47	8,84	15,18
CaO	9,54	11,99	10,52	10,74	10,76	13,34	12,26	9,64
K ₂ O	0,10	0,11	0,10	0,10	0,13	0,10	0,10	0,10
Na ₂ O	2,20	2,30	1,26	1,10	1,92	1,76	1,96	1,45
П.п.п.	3,06	2,17	4,24	4,13	2,50	1,84	3,14	2,79
Cr ₂ O ₃	0,056	0,065	0,080	0,100	0,11	0,13	0,048	0,031
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05	0,05
Сумма	99,30	99,06	99,64	99,45	99,29	99,52	99,35	99,10
<i>f</i>	26,0	26,4	20,0	21,7	20,6	26,1	22,1	19,0
<i>Pl_n</i>	65,4	64,4	81,0	82,3	69,5	71,4	76,0	77,4
<i>S_{min}</i>	0,70	0,74	0,63	0,65	0,55	0,75	0,52	0,59
<i>S_{max}</i>	0,92	0,94	0,78	0,81	0,67	0,94	0,65	0,72
Ca: Al	0,50	0,62	0,48	0,53	0,55	0,70	0,47	0,47
<i>X_{Ca}</i>	8,3	19,4	3,1	6,2	10,2	21,4	6,3	2,3
<i>Sal</i>	57	58	60	55	57	55	73	58
<i>σ</i>	3,01	3,07	3,09	3,03	3,11	3,12	3,07	3,11
Содержание, г/т								
Sr	130	58	60	58	120	85	130	20
Rb	5	5	—	5	6	5	5	6
Li	6	3	2	1	3	2	3	2

Таблица VI (продолжение)

Компонент	9 8098	10 8099	11 8173	12 8174	13 8175	14 8176	15 8101	16 8104
SiO ₂	44,76	45,53	45,48	45,99	43,85	45,78	45,61	45,19
TiO ₂	0,05	0,10	0,14	0,14	0,16	0,25	0,20	0,15
Al ₂ O ₃	20,48	21,69	23,29	22,51	21,78	15,45	20,64	19,88
Fe ₂ O ₃	0,72	0,12	0,91	0,51	0,94	1,18	0,96	1,59
FeO	5,20	4,22	3,68	4,32	4,10	6,05	4,36	4,42
MnO	0,06	0,04	0,04	0,06	0,07	0,11	0,04	0,05
MgO	12,18	9,56	9,35	10,29	10,41	16,37	10,78	11,87
CaO	12,26	12,24	12,42	11,95	13,79	10,14	13,12	12,69
K ₂ O	0,10	0,20	0,15	0,11	0,16	0,09	0,11	0,10
Na ₂ O	1,76	1,90	1,76	1,83	1,36	1,68	1,50	0,98
П.п.п.	2,11	3,58	1,98	1,49	2,43	2,57	2,30	2,52
Cr ₂ O ₃	0,026	0,022	0,110	0,032	0,043	0,13	0,125	0,080
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05
Сумма	99,75	99,23	99,25	99,25	99,10	99,86	99,79	99,57
<i>f</i>	21,3	20,5	21,4	20,8	21,3	19,8	21,8	21,5
<i>Pl_n</i>	75,2	74,7	77,7	76,4	81,2	69,7	84,8	78,8
<i>S_{min}</i>	0,53	0,60	0,55	0,58	0,54	0,62	0,70	0,64

Таблица VI (продолжение)

Компонент	9 8098	10 8099	11 8173	12 8174	13 8175	14 8176	15 8101	16 8104
S_{max}	0,66	0,74	0,68	0,73	0,67	0,75	0,79	0,87
Ca:Al	0,54	0,51	0,48	0,48	0,58	0,60	0,58	0,58
X_{Ca}	10,7	11,3	10,1	6,4	14,6	10,1	14,1	11,1
Sal	64	68	72	70	66	49	63	59
σ	3,12	3,05	3,03	3,01	3,09	3,13	3,09	3,10
Содержание, г/т								
Sr	60	62	35	260	330	190	75	48
Rb	5	6	—	—	—	—	Сл.	Сл.
Li	2	5	—	—	—	—	2	2

Таблица VI (окончание)

Компонент	17 8107	18 8156	19 8159	20 8161	21 8162	22 8163	23 8164	24 8165	25 8168
SiO_2	46,12	45,80	44,32	42,35	43,26	43,94	43,64	45,0	46,42
TiO_2	0,26	0,18	0,16	0,09	0,15	0,17	0,16	0,11	0,15
Al_2O_3	16,24	23,10	20,51	14,48	17,81	18,12	22,74	22,15	21,05
Fe_2O_3	1,09	0,47	0,88	3,29	1,58	1,15	0,24	0,52	0,86
FeO	4,36	4,43	4,70	4,97	6,20	5,62	4,62	4,67	4,59
MnO	0,04	0,04	0,09	0,07	0,07	—	0,05	0,06	0,05
MgO	12,10	9,08	12,24	19,93	15,25	14,98	8,19	10,73	9,78
CaO	15,51	12,48	11,70	8,35	11,38	11,32	15,03	11,35	11,28
K_2O	0,10	0,10	0,04	0,10	0,10	0,15	0,10	0,11	0,10
Na_2O	0,46	1,90	1,76	0,34	1,10	1,44	1,18	1,88	1,90
П.н.п.	2,80	1,78	3,13	5,40	2,50	2,11	3,32	2,69	3,04
Cr_2O_3	0,22	0,024	0,05	0,091	0,084	0,088	0,052	0,024	0,052
P_2O_5	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Сумма	99,35	99,41	99,63	99,42	99,45	99,05	99,32	99,32	99,27
f	20,0	23,5	20,4	18,3	22,1	19,8	24,8	21,5	23,8
Pl_n	91,0	76,3	75,2	92,6	81,8	77,0	84,3	75,4	74,3
S_{min}	0,84	0,58	0,53	0,65	0,56	0,54	0,61	0,54	0,69
S_{max}	0,98	0,73	0,65	0,79	0,71	0,66	0,76	0,68	0,89
Ca:Al	0,87	0,50	0,52	0,52	0,58	0,57	0,60	0,46	0,49
X_{Ca}	25,0	9,3	8,6	1,9	8,7	9,4	19,2	4,2	7,3
Sal	46	71	63	41	53	56	67	69	65
σ	3,14	—	—	2,76	3,12	3,10	3,10	—	3,03
Содержание, г/т									
Sr	110	330	190	75	240	30	240	220	20
Rb	5	2	—	—	—	—	—	—	—
Li	2	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 2 — амфиболиты с небольшой примесью граната; 3 — существенно амфиболовая порода, облекающая будину троктолита (см. ан. 1, 2 в табл. 5); 4 — амфибол-хлоритовая порода из той же зоны; 5—10 — амфиболиты с различным, но обычно небольшим содержанием граната (пиропы); 11, 12 — пироповые амфиболиты, слагающие внешние зоны габбровых будин; 13 — амфиболит из массы, цементирующей габбровые будины; 14 — амфиболовая порода (прослой в пироповых амфиболитах); 15, 16 — амфиболиты; 17 — амфиболит с корнерупином (?) из непосредственного контакта с ультрамеланократовым слоем (см. ан. 6, 7 в табл. 5); 18, 19 — пироповые амфиболиты, цементирующие габбровые будины; 20, 21 — пироповые амфиболиты; 22 — амфиболовая порода (прослой в пироповых амфиболитах); 23 — светлоокрашенный пиропосодержащий амфиболит; 24, 25 — пироповые амфиболиты из межбудинного пространства.

Таблица VII
Химический состав амфиболитов разреза по р. Куагач
(Кемпирсайский массив) вне зоны габбровых будин

Компонент	1 8110	2 8111	3 8112	4 8113	5 8114	6 8117	7 8118	8 8119
SiO ₂	49,41	47,32	49,65	47,74	47,32	49,02	43,99	44,81
TiO ₂	0,58	0,52	0,53	0,40	0,44	0,48	0,27	0,59
Al ₂ O ₃	15,99	18,87	16,28	18,01	17,15	16,56	20,36	19,03
Fe ₂ O ₃	1,47	0,97	2,19	0,70	0,46	0,44	0,36	0,63
FeO	6,23	6,42	5,65	6,42	6,62	6,81	6,10	6,15
MnO	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,08	—
MgO	8,65	9,77	8,17	10,32	9,86	9,85	11,53	11,03
CaO	12,95	11,50	12,67	11,39	12,88	12,04	11,48	13,77
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Na ₂ O	2,22	2,02	2,40	1,86	2,22	2,18	1,76	1,26
П.п.п.	1,69	1,72	1,74	2,22	2,16	1,63	3,25	2,0
Cr ₂ O ₃	0,048	0,048	0,020	0,046	0,046	0,040	0,044	0,14
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Сумма	99,43	99,36	99,50	99,32	99,36	99,21	99,37	99,56
<i>f</i>	32,8	29,5	34,3	27,9	28,6	29,5	24,1	25,5
<i>Pl_n</i>	62,7	70,2	61,1	71,0	64,7	64,5	75,0	80,2
<i>S_{min}</i>	0,85	0,73	0,85	0,78	0,70	0,80	0,53	0,65
<i>S_{max}</i>	1,12	0,98	1,15	1,03	0,90	1,05	0,68	0,82
Ca:Al	0,74	0,55	0,71	0,57	0,68	0,66	0,51	0,66
<i>X_{Ca}</i>	25,6	13,2	25,4	13,6	22,2	20,3	8,3	17,9
<i>Sal</i>	53	60	55	57	56	55	63	57
<i>σ</i>	3,11	3,04	3,06	3,08	3,08	3,07	3,06	3,16
Содержание, г/т								
Sr	62	65	37	120	—	55	200	60
Rb	4	5	4	4	—	5	5	5
Li	1	4	2	3	—	1	7	2

Таблица VII (продолжение)

Компонент	9 8120	10 8123	11 8124	12 8125	13 8126	14 8127	15 8128	16 8129
SiO ₂	45,61	46,46	46,55	45,80	47,32	48,76	48,31	50,40
TiO ₂	0,47	0,39	0,40	0,57	1,04	1,43	1,42	0,65
Al ₂ O ₃	17,62	20,27	17,43	18,70	14,38	14,12	14,31	16,72
Fe ₂ O ₃	0,42	0,58	0,86	0,95	0,81	1,75	2,32	1,56
FeO	6,55	6,10	6,55	7,02	10,04	8,98	8,42	6,43
MnO	0,07	0,06	0,06	0,09	0,09	—	—	—
MgO	11,71	9,31	11,33	9,84	9,15	7,99	7,97	7,22
CaO	12,69	12,04	12,47	11,90	12,37	12,15	11,49	12,15
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Na ₂ O	1,76	2,20	1,86	1,89	2,28	2,36	2,90	2,48
П.п.п.	2,16	2,23	1,60	2,21	1,54	1,53	1,76	1,42
Cr ₂ O ₃	0,14	0,054	0,070	0,047	0,047	0,040	0,044	0,032
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,06	0,05
Сумма	99,35	99,84	99,33	99,17	99,22	99,27	99,06	99,18

Таблица VII (продолжение)

Компонент	9 8120	10 8123	11 8124	12 8125	13 8126	14 8127	15 8128	16 8129
<i>f</i>	25,1	28,7	26,8	31,3	40,0	42,6	42,4	37,9
<i>P/n</i>	71,8	69,8	70,1	71,5	58,4	56,8	50,0	60,8
<i>S_{min}</i>	0,64	0,62	0,67	0,66	0,72	0,83	0,74	0,92
<i>S_{max}</i>	0,81	0,83	0,86	0,90	1,04	1,21	1,08	1,29
Ca:Al	0,65	0,54	0,65	0,58	0,78	0,78	0,73	0,66
<i>X_{Ca}</i>	17,3	13,6	17,4	14,2	23,6	25,3	24,4	24,4
<i>Sal</i>	56	65	56	59	49	48	52	56
<i>σ</i>	3,08	3,06	3,14	3,10	3,18	3,15	3,07	3,04
Содержание, г/т								
Sr	45	110	55	75	90	100	42	55
Rb	4	5	—	—	4	5	5	6
Li	3	4	5	3	2	8	3	3

Таблица VII (продолжение)

Компонент	17 8130	18 8131	19 8132	20 8133	21 8134	22 8135	23 8136	24 8139
SiO ₂	46,80	49,91	50,22	50,0	50,40	49,02	49,16	49,30
TiO ₂	0,84	0,49	0,56	0,50	0,86	1,10	0,57	0,93
Al ₂ O ₃	13,50	14,30	15,21	17,08	15,42	15,65	14,09	15,11
Fe ₂ O ₃	1,29	1,43	0,79	1,50	1,38	0,92	0,90	1,54
FeO	8,30	6,43	6,59	4,68	6,78	9,33	6,80	8,08
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	10,13	10,14	9,70	8,69	8,23	7,80	10,76	8,89
CaO	13,40	13,09	13,02	13,45	11,93	11,99	13,59	10,90
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,15
Na ₂ O	1,20	1,86	1,96	2,22	2,60	2,20	1,86	2,52
П.п.п.	1,63	1,42	1,27	1,08	1,35	1,40	1,35	1,66
Cr ₂ O ₃	0,035	0,038	0,024	0,032	0,032	0,018	—	0,039
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	0,06	0,08
Сумма	99,06	99,22	99,47	99,35	99,11	99,59	99,24	99,16
<i>f</i>	34,5	29,9	29,7	28,0	35,2	42,4	28,4	37,3
<i>P/n</i>	74,3	64,7	65,2	64,7	56,7	62,4	64,3	56,7
<i>S_{min}</i>	0,92	0,87	0,90	0,87	0,88	0,85	0,83	0,81
<i>S_{max}</i>	1,24	1,12	1,16	1,09	1,20	1,27	1,05	1,16
Ca:Al	0,90	0,83	0,78	0,72	0,70	0,70	0,88	0,66
<i>X_{Ca}</i>	24,8	25,6	24,9	26,5	24,6	22,3	26,4	20,0
<i>Sal</i>	42	47	50	56	53	52	46	52
<i>σ</i>	3,18	3,03	3,09	3,07	3,04	3,11	3,07	3,03
Содержание, г/т								
Sr	37	78	130	130	55	230	—	200
Rb	4	5	—	—	—	—	—	4
Li	2	6	3	2	1	2	—	3

Таблица VII (окончание)

Компонент	25 8144	26 8146	27 8147	28 8148	29 8149	30 8150	31 8151	32 8178
SiO ₂	49,0	48,22	49,26	47,16	48,49	46,92	47,66	50,12
TiO ₂	1,13	1,48	1,14	1,16	1,03	0,68	1,05	0,38
Al ₂ O ₃	14,61	14,87	14,59	16,25	15,78	19,49	17,26	15,57
Fe ₂ O ₃	1,64	1,87	2,17	1,50	1,76	1,83	1,76	0,80
FeO	8,17	9,43	8,53	8,27	8,46	5,92	7,36	5,67
MnO	—	—	—	—	—	0,10	0,10	0,12
MgO	8,73	7,76	8,27	8,46	7,93	7,83	7,80	8,30
CaO	11,66	11,01	11,81	12,04	11,76	12,22	11,27	14,10
K ₂ O	0,15	0,15	0,22	0,30	0,13	0,10	0,30	0,04
Na ₂ O	2,30	2,30	2,14	2,40	2,22	2,53	1,95	2,60
П.п.п.	1,55	1,87	1,11	1,39	1,80	1,95	2,73	1,60
Cr ₂ O ₃	0,046	0,046	0,046	0,050	0,044	0,046	0,046	0,03
P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,10	0,09	0,06	0,05	0,09	0,02
Сумма	99,02	99,08	99,34	99,02	99,51	99,62	99,33	99,33
<i>f</i>	38,4	44,5	41,6	37,9	41,5	35,3	39,3	33,1
<i>Pl_n</i>	58,7	59,3	60,6	60,5	62,1	64,6	68,2	56,9
<i>S_{min}</i>	0,82	0,82	0,85	0,68	0,81	0,64	0,80	0,80
<i>S_{max}</i>	1,17	1,27	1,25	0,98	1,20	0,90	1,18	1,04
Ca:Al	0,72	0,67	0,74	0,67	0,68	0,67	0,62	0,82
<i>X_{Ca}</i>	22,6	20,3	23,0	22,0	21,4	18,5	19,1	31,3
<i>Sal</i>	50	51	50	55	53	64	56	53
<i>σ</i>	3,08	3,07	3,11	3,06	3,11	3,08	—	3,09
Содержание, г/т								
Sr	33	720	100	260	210	65	600	220
Rb	—	—	—	—	—	—	—	—
Li	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—3 — амфиболиты с редкой примесью граната; 4—13 — амфиболиты без граната, обычно с цоизитом и сфеном; 14 — мелкозернистая порода типа амфибол-пироксен-гранат-плагиоклазового роговика (прослой в амфиболитах); 15, 16 — амфиболиты; 17, 18 — массивные амфиболиты с реликтами офитовой структуры габбро-диабазы; 19—22 — амфиболиты с редкой примесью граната; 23, 24 — амфиболиты; 25—29 — мелкозернистые сланцеватые амфиболиты нематогранобластовой структуры; 30, 31 — мелкозернистые тонкополосчатые породы, близкие к зеленым сланцам; 32 — измененный габбро-диабаз (?). Порода слагает несколько выходов среди амфиболитов нижней части разреза.

Таблица VIII
Химический состав орто- и клинопироксена

Компонент	1 8856	2 8859	3 8861	4 8862	5 8863	6 10966	7 10966	8 4625	9 4625
SiO ₂	48,80	52,30	52,60	52,17	52,40	47,93	49,33	50,36	50,10
TiO ₂	0,13	0,14	0,15	0,15	0,14	0,53	0,35	0,42	0,28
Al ₂ O ₃	5,37	1,78	1,73	1,36	0,68	5,42	4,46	4,56	2,90
Fe ₂ O ₃	3,88	0,07	1,38	2,30	1,41	3,46	4,05	1,59	17,19
FeO	11,13	15,80	14,01	14,37	15,09	9,42	15,71	9,52	7,08
MnO	0,37	0,42	0,40	0,43	0,42	0,08	0,10	0,03	0,03
MgO	26,63	27,45	27,29	27,11	27,28	13,88	20,98	14,42	20,08
CaO	1,05	0,35	0,35	0,35	0,35	16,94	3,29	18,66	2,00

Т а б л и ц а VIII (продолжение)

Компо- нент	1 8856	2 8859	3 8861	4 8862	5 8863	6 10966	7 10966	8 4625	9 4625
K ₂ O	0,065	0,033	0,049	0,024	0,024	0,05	0,05	0,02	0,02
Na ₂ O	0,24	0,08	0,09	0,05	0,08	0,31	0,22	0,48	0,12
H ₂ O ⁺	0,79	0,51	0,60	0,66	0,66	0,76	0,10	0,66	—
Cr ₂ O ₃	0,016	0,013	0,015	0,013	0,019	0,04	0,10	0,006	0,004
Сумма	99,17	99,39	99,12	99,54	99,13	98,91	98,83	100,73	99,82
f	24,0	25,0	24,3	25,9	25,6	33,7	34,3	29,9	37,5
Отношение Са:Мг:Fe									
Са	2,11	0,65	0,71	0,70	0,64	36,8	6,9	39,55	4,23
Mg	74,85	75,04	75,60	74,09	74,37	41,9	61,2	42,40	58,71
Fe	23,04	24,31	23,69	25,21	24,99	21,3	31,2	18,05	37,06
Количество катионов									
Na	0,02	0,01	0,01	—	—	0,02	0,01	0,03	0,01
Ca	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,69	0,13	0,75	0,08
Mg	1,46	1,49	1,49	1,49	1,50	0,79	1,18	0,81	1,14
Fe ²⁺	0,34	0,48	0,04	0,44	0,47	0,30	0,50	0,29	0,23
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,11	—	0,04	0,06	0,04	0,10	0,11	0,04	0,49
Ti	—	—	—	—	—	0,02	0,01	0,01	0,01
Al ^{VI}	0,02	—	—	—	—	0,07	0,06	0,07	0,04
Al ^{IV}	0,21	0,08	0,07	0,06	0,03	0,17	0,14	0,13	0,09
Si	1,79	1,91	1,93	1,92	1,93	1,83	1,86	1,87	1,91

Т а б л и ц а VIII (продолжение)

Ком- понент	10 7086a	11 1700	12 9276	13 9358	14 8679г	15 649	16 8883	17 8883	18 20-7
SiO ₂	50,08	51,32	50,30	48,78	50,22	49,96	51,25	52,80	51,78
TiO ₂	0,60	0,62	0,34	0,41	0,28	0,22	0,13	0,25	0,11
Al ₂ O ₃	2,73	3,27	3,80	3,38	3,65	3,98	1,42	2,46	1,12
Fe ₂ O ₃	3,53	17,60	3,35	3,19	3,88	2,53	4,00	1,40	—
FeO	8,27	—	4,70	5,03	5,33	7,69	14,36	6,28	22,22
MnO	0,04	0,04	0,18	0,40	0,02	0,09	0,35	0,16	0,52
MgO	11,15	13,40	14,22	14,11	13,35	14,65	27,12	14,57	22,23
CaO	21,92	11,51	22,10	24,11	22,87	21,31	0,84	20,83	0,85
K ₂ O	0,04	0,25	He обн.	0,06	0,02	0,05	0,02	0,04	—
Na ₂ O	0,52	0,75	0,40	0,50	0,36	0,32	0,06	0,38	—
H ₂ O ⁺	1,32	0,68	0,90	0,82	0,79	0,60	0,66	—	—
Cr ₂ O ₃	0,02	0,004	—	—	0,01	0,06	0,008	0,011	0,06
Сумма	100,32	99,52	100,29	100,79	100,81	100,54	100,22	99,17	98,89
f	36,5	39,8	23,6	24,9	28,9	27,8	27,1	22,5	36,4
Отношение Са:Мг:Fe									
Са	47,3	27,1	46,0	48,0	47,4	43,0	1,6	44,3	1,7
Mg	33,4	43,9	41,2	39,1	38,4	41,1	71,7	43,1	62,5
Fe	19,3	29,0	12,8	12,9	14,2	15,9	26,7	12,6	35,8

Таблица VIII (продолжение)

Компонент	10 7086а	11 1700	12 9276	13 9358	14 86796	15 649	16 8883	17 8883	18 20-7
Количество катионов									
Na	0,04	0,06	0,03	0,03	0,01	0,02	—	0,03	—
Ca	0,90	0,48	0,88	0,96	0,91	0,84	0,03	0,83	0,03
Mg	0,63	0,78	0,79	0,78	0,74	0,80	1,47	0,81	1,25
Fe ²⁺	0,26	0,51	0,15	0,16	0,17	0,24	0,44	0,20	0,70
Mn	—	—	0,01	0,01	—	—	0,01	—	0,02
Fe ³⁺	0,10	—	0,09	0,09	0,10	0,07	0,11	0,04	—
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01	—
Al ^{VI}	0,04	0,14	0,05	—	0,03	0,01	—	0,08	—
Al ^{IV}	0,08	0,01	0,12	0,15	0,13	0,16	0,06	0,03	0,05
Si	1,92	1,99	1,88	1,81	1,87	1,84	1,87	1,97	1,95

Таблица VIII (продолжение)

Компонент	19 20-7	20 131-7	21 131-7	22 30309	23 30309	24 30298	25 8716	26 73/4	27 74/7
SiO ₂	52,27	52,50	53,27	50,74	49,98	50,72	45,80	51,4	47,8
TiO ₂	0,23	0,09	0,29	0,25	0,46	0,37	0,81	0,36	0,60
Al ₂ O ₃	2,41	1,75	3,29	4,75	5,93	5,23	11,36	4,40	8,30
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3,60	3,59	3,19	5,78	1,10	4,50
FeO	9,45	18,06	7,83	20,11	7,18	7,90	10,06	6,40	5,40
MnO	0,25	0,33	0,17	0,78	0,24	0,27	0,31	0,12	0,36
MgO	13,60	25,24	14,42	18,99	10,85	12,76	9,64	12,8	9,80
CaO	22,43	0,71	22,84	0,84	19,85	17,75	12,94	21,3	20,2
K ₂ O	0,02	—	—	0,02	0,02	0,02	0,19	—	—
Na ₂ O	0,20	—	0,21	0,14	0,92	0,66	1,77	1,20	1,60
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,55	0,66	1,03	—	—
Cr ₂ O ₃	0,04	0,08	0,08	0,002	0,002	0,006	—	—	—
Сумма	100,90	98,76	102,40	100,22	99,57	99,53	99,85	99,08	98,56
f	28,5	29,0	23,7	40,8	35,0	32,1	47,0	24,9	35,9

Отношение Ca:Mg:Fe

Ca	45,9	1,5	46,5	1,8	46,1	40,5	33,7	47,4	48,7
Mg	38,7	69,9	40,9	58,1	35,0	40,4	34,8	39,5	32,9
Fe	15,4	28,6	12,6	40,1	18,9	19,1	31,5	13,1	18,4

Количество катионов

Na	0,01	—	0,01	0,01	0,07	0,05	0,13	0,09	0,12
Ca	0,89	0,03	0,89	0,04	0,82	0,72	0,53	0,85	0,82
Mg	0,75	1,39	0,78	1,07	0,61	0,72	0,54	0,71	0,55
Fe ²⁺	0,29	0,56	0,24	0,63	0,23	0,25	0,32	0,20	0,17
Mn	0,01	0,01	—	0,02	0,01	0,01	—	—	0,01
Fe ³⁺	—	—	—	0,10	0,10	0,09	0,16	0,03	0,13
Ti	0,01	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02

Таблица VIII (окончание)

Компонент	19 20-7	20 131-7	21 131-7	22 30309	23 30309	24 30298	25 8716	26 73/4	27 74/7
Al ^{VI}	0,04	0,01	0,07	0,12	0,15	0,15	0,25	0,11	0,17
Al ^{IV}	0,06	0,06	0,07	0,09	0,11	0,08	0,26	0,08	0,20
Si	1,94	1,94	1,93	1,91	1,89	1,92	1,74	1,92	1,80

Примечание. Платиноносный пояс. 1-5 — бронзит из жильных норитов и продуктов их метаморфизма в дунитах Желтой Сопки; 6, 7 — сосуществующие авгит и гиперстен из гранобластового габбро-норита (Баранчинский массив); 8, 9 — то же, из гранобластового габбро-норита Кытлымского массива; 10, 11 — клинопироксен из габбро-норитов Павдинского массива; 12, 13 — клинопироксен из амфибол-пироксеновых габбро Серебрянского Камня (Кытлымский массив); 14 — клинопироксен из жильного диопсид-анортитового пегматита в серебрянских габбро (Кытлымский массив); 15 — клинопироксен из габбро серебрянского типа (Денежкин Камень). Восточная габбро-амфиболитовая зона Войкарского массива; 16, 17 — сосуществующие орто- и клинопироксен из двупироксеновых анортитовых габбро; 18-21 — из того же местонахождения, по данным А.А. Савельева [126, с. 44], микрозондовые анализы. Западная габбро-амфиболитовая зона Войкарского массива; 22, 23 — сосуществующие орто- и клинопироксен из двупироксеновых blastsмилонитовых габбро (разрез по Шершору); 24 — клинопироксен из жил диопсидовой породы, секущих амфиболиты, то же местонахождение; 25 — клинопироксен из двупироксенового габбро южной части зоны (верховья р. Хулги); 26, 27 — клинопироксен 'из эклогитоподобных пород массива Хордьюс" (то же местонахождение, что и для ан. 22-24), микрозондовые анализы; по данным Ю.Е. Молдавцева [123, с. 113].

Таблица IX
Химический состав амфибола

Компонент	1 97	2 1816	3 452а	4 2526а	5 8856	6 8856	7 8858	8 8860
SiO ₂	42,76	42,56	43,58	42,72	43,44	43,28	44,72	46,23
TiO ₂	2,04	1,85	1,88	2,24	0,89	1,50	1,33	1,43
Al ₂ O ₃	13,51	13,32	13,04	11,81	12,73	11,46	10,89	10,57
Fe ₂ O ₃	3,47	3,23	3,10	4,18	1,52	2,97	3,55	1,31
FeO	6,39	6,39	6,39	9,42	8,98	8,62	8,26	8,98
MnO	0,06	0,10	0,06	0,14	0,21	0,16	0,21	0,20
MgO	15,22	16,69	17,19	15,24	16,29	15,31	16,00	17,45
CaO	11,76	10,83	11,43	10,24	10,42	11,45	10,12	8,80
K ₂ O	0,08	0,05	0,26	0,07	0,20	0,27	0,18	0,16
Na ₂ O	1,87	1,62	1,66	1,62	1,83	1,79	1,61	1,42
H ₂ O ⁺	2,19	2,95	1,39	2,13	2,35	2,24	2,24	2,23
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,015	0,019	0,017	0,015
V ₂ O ₅	0,14	0,10	0,14	0,15	—	—	—	—
CO ₂	—	—	сл.	—	0,31	0,33	0,33	0,34
F	0,134	0,108	0,15	0,162	0,038	0,038	0,038	0,038
Сумма	99,65	99,82	100,29	100,24	99,12	99,43	99,49	99,17
f	26,1	23,9	30,4	32,9	26,6	29,5	29,0	25,0
Количество ионов								
K	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,05	0,03	0,03
Na	0,52	0,45	0,45	0,44	0,50	0,50	0,44	0,38
Ca	1,80	1,63	1,70	1,55	1,57	1,77	1,53	1,30
Mg	3,25	3,50	3,55	3,20	3,43	3,28	3,37	3,58

Таблица IX (продолжение)

Компонент	1 97	2 1816	3 452а	4 2526а	5 8856	6 8856	7 8858	8 8860
Fe ²⁺	0,75	0,75	0,74	1,11	1,06	1,04	0,97	1,03
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe ³⁺	0,38	0,34	0,32	0,45	0,16	0,32	0,38	0,14
Ti	0,22	0,20	0,20	0,22	0,09	0,16	0,14	0,15
Al ^{VI}	0,39	0,20	0,18	—	0,24	0,18	0,12	0,08
Al ^{IV}	1,88	2,00	1,95	1,97	1,87	1,77	1,69	1,64
Si	6,12	6,00	6,05	6,02	6,13	6,23	6,31	6,36
OH	2,09	2,77	1,29	2,00	2,21	2,15	2,11	2,05
F	0,06	0,05	0,06	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02

Таблица IX (продолжение)

Компонент	9 8863	10 482	11 9276	12 9358	13 8680	14 —	15 —	16 8686
SiO ₂	45,23	43,60	43,71	42,60	41,94	52,53	51,82	41,88
TiO ₂	1,13	1,76	1,50	1,55	1,24	0,23	0,20	1,13
Al ₂ O ₃	10,85	13,18	12,02	13,25	12,28	3,20	5,30	15,44
Fe ₂ O ₃	1,78	2,92	5,65	5,39	6,08	—	—	2,80
FeO	8,98	6,83	7,70	9,24	10,69	12,19	13,90	11,13
MnO	0,19	0,13	0,14	0,22	0,11	0,21	0,22	0,18
MgO	17,62	15,38	13,90	12,31	11,62	16,01	14,94	11,87
CaO	8,84	11,97	12,03	11,83	11,77	12,24	11,28	9,11
K ₂ O	0,22	0,34	0,20	0,20	0,14	—	—	0,34
Na ₂ O	1,59	1,87	1,74	2,08	1,62	0,30	0,38	2,23
H ₂ O ⁺	—	1,54	1,20	0,83	2,09	—	—	2,64
Cr ₂ O ₃	0,019	—	—	—	Сл.	—	—	Не обн.
V ₂ O ₅	—	—	—	0,06	0,06	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,27
F	0,075	—	—	—	—	—	—	0,057
Сумма	96,52	99,60	99,49	99,55	99,65	96,91	98,04	99,05
<i>f</i>	25,5	26,0	34,3	39,5	44,0	30,3	34,7	39,5

Количество ионов

K	0,04	0,06	0,04	0,03	0,01	—	—	0,06
Na	0,43	0,51	0,49	0,58	0,40	0,09	0,10	0,62
Ca	1,31	1,82	1,90	1,84	1,90	1,88	1,70	1,36
Mg	3,63	3,25	2,98	2,66	2,60	3,44	3,15	2,55
Fe ²⁺	1,04	0,81	0,93	1,12	1,30	1,46	1,63	1,34
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
Fe ³⁺	0,18	0,32	0,63	0,58	0,60	—	—	0,30
Ti	0,12	0,19	0,11	0,17	0,15	0,02	0,02	0,12
Al ^{VI}	0,01	0,41	0,49	0,45	0,30	—	0,18	0,66
Al ^{IV}	1,75	1,80	1,60	1,82	1,80	0,48	0,70	1,96
Si	6,25	6,20	6,40	6,18	6,20	7,52	7,30	6,04
OH	—	—	—	—	—	—	—	2,54
F	0,03	—	—	—	—	—	—	0,03

Таблица IX (продолжение)

Компонент	17 8712	18 8713	19 8720	20 8725	21 73/4	22 74/7	23 8167	24 8171
SiO ₂	43,34	41,86	41,50	41,08	44,6	—	44,00	46,96
TiO ₂	1,24	1,06	1,21	1,21	0,90	1,10	0,32	0,38
Al ₂ O ₃	13,32	16,02	15,18	15,70	13,0	14,7	14,04	10,78
Fe ₂ O ₃	3,79	3,59	4,79	5,59	1,50	—	2,40	1,73
FeO	12,03	11,49	12,57	11,85	10,9	16,2	4,49	7,24
MnO	0,24	0,17	0,20	0,13	0,08	0,30	0,08	0,14
MgO	9,88	10,03	9,30	9,55	13,8	10,3	17,85	15,27
CaO	11,95	10,24	10,10	9,39	9,80	9,10	10,47	12,10
K ₂ O	0,44	0,19	0,22	0,33	—	—	0,09	0,05
Na ₂ O	1,98	2,48	2,57	2,66	1,80	1,90	1,80	1,79
H ₂ O	2,19	1,97	2,09	1,98	—	—	2,74	3,11
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	0,07	0,07
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—
F	0,052	0,017	Не обн.	Не обн.	—	—	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,43	99,11	99,73	99,47	—	—	100,31	99,62
f	47,1	45,4	50,7	50,0	33,5	47,3	17,5	25,0

Количество ионов

K	0,08	0,04	0,04	0,06	—	—	0,02	—
Na	0,57	0,70	0,73	0,75	0,49	—	0,47	0,50
Ca	1,90	1,60	1,59	1,47	1,47	—	1,52	1,87
Mg	2,18	2,18	2,04	2,08	2,88	—	3,63	3,28
Fe ²⁺	1,49	1,40	1,72	1,45	1,28	—	0,51	0,88
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	—	0,01	0,02
Fe ³⁺	0,42	0,40	0,53	0,61	0,15	—	0,25	0,20
Ti	0,14	0,12	0,13	0,13	0,13	—	0,03	0,04
Al ^{VI}	0,74	0,88	0,73	0,71	0,39	—	0,61	0,64
Al ^{IV}	1,58	1,88	1,90	2,00	1,76	—	1,97	1,19
Si	6,42	6,12	6,10	6,00	6,24	—	6,03	6,77
OH	2,16	1,92	2,05	1,93	—	—	2,49	2,18
F	0,02	0,01	—	—	—	—	—	—

Таблица IX (продолжение)

Компонент	25 8094	26 8159	27 8165	28 8126	29 8128	30 8132	31 8135
SiO ₂	43,96	44,56	44,32	44,26	44,08	44,52	44,68
TiO ₂	0,27	0,24	0,16	1,08	1,08	0,55	0,75
Al ₂ O ₃	17,99	18,02	18,32	14,23	12,60	11,77	12,41
Fe ₂ O ₃	1,51	1,49	1,60	2,19	2,60	2,60	2,70
FeO	5,46	5,35	4,85	10,96	12,21	8,26	11,21
MnO	0,12	0,11	0,09	0,16	0,23	0,19	0,21
MgO	15,53	16,69	15,85	11,31	11,50	14,47	11,38
CaO	10,43	9,92	9,60	11,82	11,58	12,08	11,13
K ₂ O	0,10	0,07	0,09	0,05	0,09	0,20	0,14
Na ₂ O	1,73	0,94	1,80	0,85	2,21	2,48	3,91

Т а б л и ц а IX (окончание)

Компо- нент	25 8094	26 8159	27 8165	28 8126	29 8128	30 8132	31 8135
H ₂ O ⁺	2,54	2,98	3,38	2,83	1,81	2,63	2,33
Cr ₂ O ₃	0,32	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03	Не обн.
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
F	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,97	100,40	100,09	99,79	100,07	99,78	100,85
f	19,8	18,3	18,3	39,5	41,8	24,3	40,5
Количество ионов							
K	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02
Na	0,46	0,25	0,48	0,24	0,61	0,70	1,11
Ca	1,54	1,43	1,41	1,88	1,81	1,89	1,76
Mg	3,19	3,36	3,24	2,44	2,50	3,14	2,50
Fe ²⁺	0,63	0,60	0,55	1,33	1,49	1,01	1,38
Mn	—	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe ³⁺	0,16	0,14	0,16	0,24	0,28	0,28	0,30
Ti	0,02	0,02	0,02	0,12	0,12	0,06	0,09
Al ^{VI}	1,02	0,90	1,05	0,99	0,73	0,57	0,82
Al ^{IV}	1,92	1,97	1,90	1,45	1,45	1,45	1,34
Si	6,06	6,01	6,08	6,43	6,43	6,49	6,57
OH	2,34	2,68	3,08	2,13	1,76	2,56	2,05
F	—	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Амфиболы: 1—10 — из продуктов метаморфизма жильных габбро в дунитах Желтой Сопки; 11—13 — из габбро серебрянского типа (Кытлымский массив); 14—15 — актинолит из двупироксеновых анортитовых габбро Восточной габбро-амфиболитовой зоны Войкарского массива; по данным А.А. Савельева [126, с. 44], микрозондовые анализы; 16—20 — из апогаббровых амфиболитов Западной зоны того же массива; 21, 22 — из того же местонахождения, по данным Ю.Е. Молдаванцева [123, с. 113], микрозондовые анализы; 23—31 — из апогаббровых метаморфических пород Кемпирсайского массива.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1	
Общие сведения о габбро-гипербазитовых комплексах Урала	5
История развития представлений	6
Главные типы естественных ассоциаций	7
Распространение	8
Глава 2	
Горные породы	10
Главные типы	11
Принципы парагенетической классификации	14
Связь химического и минерального состава	15
Номенклатура	20
Глава 3	
Эпидунитовый комплекс Платиноносного пояса	21
Горные породы	22
Особенности внутреннего строения	28
Генезис	43
Генезис метадунитов, верлитов и пироксенитов	43
"Горячая тектоника"	47
Генезис габбро	51
Выводы	52
Глава 4	
Габбро-гипербазитовый комплекс Войкарского массива (Полярный Урал) ..	53
Восточная габбро-амфиболитовая зона	55
Геологические наблюдения	55
Особенности метаморфизма габбро	65
Западная габбро-амфиболитовая зона	73
Геологические наблюдения	74
Горные породы	82
Генезис	85
Восточная зона	85
Западная зона	87
Выводы	91
Глава 5	
Габбро-гипербазитовый комплекс Кемпирсайского массива (Южный Урал) ..	92
Разрез юго-западной периферической зоны массива	94
Геологические наблюдения	94
Первичные минералы и химизм гипербазитов и габбро	98
Разрез северо-восточной периферической зоны массива	99
Геологические наблюдения	99
Минеральный и химический состав пород	102
Обсуждение	106
Выводы	112

Глава 6

Эпигаббровый комплекс Платиноносного пояса	113
Горные породы	113
Габбро-нориты	113
Внутренние неоднородности в габбро-норитах	117
Оливиновые габбро среди габбро-норитов	118
Жильные породы в габбро-норитах	120
Габбро серебрянского типа	122
Анортитовые анортозиты	122
Бесполовошлатовые породы	122
Жильные породы в габбро серебрянского типа	123
Особенности внутреннего строения	123
Разрез поля габбро-норитов Кумбинского массива	125
Разрезы габбро-норитового поля Кытлымского массива	127
Разрезы габбро-норитового поля Павдинского массива	129
Разрезы поля анортитовых габбро Серебрянского Камня	134
Генезис	134
Природа офитовых габбро-норитов	135
Ранние метаморфические явления в габбро-норитах	135
Метаморфическая эволюция габбро-норитов	139
Генезис жильных пород	139
Соотношения с эпидунитовым комплексом и геологическим окружением	140
Выводы	140

Глава 7

Динамотермальный ореол Платиноносного пояса	140
Строение контактовых зон платиноносных массивов	141
Контактные зоны массива Денежкин Камень	141
Контактные зоны Кытлымского массива	144
Контактные зоны других массивов Платиноносного пояса	146
Зона амфиболитов Платиноносного пояса	147
Вещественные особенности пород динамотермального ореола	148
Генезис	151

Глава 8

Итоги изучения габбро-гипербазитовых комплексов Урала	154
Соотношения габбро-гипербазитовых тел с окружением	156
Внутреннее строение габбро-гипербазитовых тел	163
Природа магнизиальных гипербазитов	166
Природа кальциевых гипербазитов	168
Природа габбро	174
История метаморфизма	174

Глава 9

Проблема офиолитов	178
Современное состояние проблемы	182
Значение уральских данных	183
Габбровая метаморфическая фация и ее место в литосфере Земли	187
Базиты верхней мантии	191
Мантийные диапиры в континентальной коре	193
Происхождение мантийных базитов	194
Происхождение офиолитовой ассоциации	197
Выводы	198
Закключение	200
Литература	209
Приложение (таблицы аналитических данных)	209

8p. 30k.

4529