М. И. ГРУДИНИН

БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

М. И. ГРУДИНИН

БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

3665

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук
проф. В. А. Вахрушев

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1979

УДК 552.321 : 550.42(571.5)

Байкальская горная область, составляющая значительную часть складчатого обрамления юга Сибирской платформы, является чрезвычайно интересным полигоном, где развиты базит-гипербазитовые образования различного состава и возраста.

Изучение геолого-структурного положения тел гипербазитов и габброидов этого региона, их вещественного состава с применением формационного анализа позволило определить ряд важных закономерностей для этих образований, в том числе выявить соотношение с вмещающими породами и установить их пространственно-временную связь.

В работе рассмотрена природа базит-гипербазитовых ассоциаций, возникающих в различных геологических условиях.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами глубинной петрологии.

ОБМЕН

© Издательство «Наука», 1979.

Г $\frac{20805-788}{055(02)-79}$ 239.79.1904030000.

ВВЕДЕНИЕ

В Байкальской горной области в разное время и разными исследователями обнаружено множество массивов основных и ультраосновных пород. Происхождение их обычно связывается с плавлением вещества верхней мантии. По мнению же сторонников гипотезы новой глобальной тектоники, такие породы — фрагменты древней океанической коры. Между тем большинство массивов данного региона различаются и по геолого-структурному положению и по вещественному составу. В связи с этим представляется весьма интересным провести сравнительный геолого-петрологический анализ подобных образований на таком обширном полигоне, как Байкальская складчатая область, одновременно составляющая значительную часть складчатого обрамления юга Сибирской платформы.

Предлагаемая обобщающая работа по базит-гипербазитовому магматизму данного района — результат многолетних полевых и камеральных исследований автора. В монографии также использованы ранее опубликованные материалы других исследователей, учтены некоторые данные геологосъемочных и геологопоисковых работ, проведенных на данной территории.

Работа основана на изучении автором в течение полевых сезонов 1958—1968, 1972—1977 гг. около 30 крупных (от нескольких до 100 км^2) и более мелких (менее 1 км^2) массивов основных и ультраосновных пород (Шаманский, Гольцы, Дархинтуйский, группа мелких тел гипербазитов Юго-Западного, Северного и Северо-Восточного Прибайкалья, Довыренский, Нюрундуканский, Кивелевский, Правомамский, Маринкин, мыс Тонкий, Янгудский, Витимконский, Атарханский, Маректинский, Шильдырхейский, группа массивов центральной части Баргузинского хребта, группа массивов бассейна р. Кабаней и др.)

Для решения поставленных задач детально изучалось геолого-структурное положение указанных массивов и проводилось всестороннее петрографическое исследование вещественного состава всех пород из этих массивов, в связи с чем было просмотрено большое количество прозрачных шлифов. При петрохимических построениях было использовано около 500 полных, в том числе более 300 оригинальных химических анализов пород, более 100 химических и рентгеноструктурных анализов породообразующих минералов, главным образом оливинов, плагиоклазов, хромшпинелидов, пироксенов и амфиболов. При геохимических исследованиях использовались преимущественно количественные спектральные определения никеля, кобальта, хрома, ванадия и титана в породах и отдельных минералах. В некоторых породах и минералах из разных бизит-гипербазитовых формаций определялось изотопное отношение Sr^{87}/Sr^{86}. В ряде образцов из рудной фракции ультраосновных пород Шаманского и Дархинтуйского массивов определялось содержание платины и платиноидов. Мономинеральные фракции выделялись главным образом при помощи СИМа с применением тяжелых жидкостей

и центрифуги с последующей очисткой пробы под бинокулярной лупой. Большая часть этой работы выполнена Н. В. Забоевой. Использование элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V и Ti) для выявления геохимических особенностей обусловлено тем обстоятельством, что эти элементы типоморфны для подобных пород и могут наиболее четко отражать геохимическую сущность отдельных массивов той или иной формации. При помощи математической статистики, в том числе кластер-анализа, выявлены корреляционные связи между отдельными элементами и их группами, а также установлены формационные признаки для тех или иных массивов.

При полевых исследованиях автор постоянно получал поддержку от Бурятского и Иркутского геологических управлений; в отдельные годы с некоторыми геологами этих организаций проводились совместные работы по изучению петрологии и рудоносности ряда массивов. Большую работу сделали аналитики лабораторий химических анализов горных пород и минералов, а также физических методов исследований и изотопии Института земной коры (Г. В. Бондарева, Е. К. Васильев, К. Ф. Дмитриева, Т. И. Елизарьева, Т. А. Лахно, Л. В. Комарова, Т. А. Сутурина, Н. Г. Таскина, З. Ф. Ущаповская). Всем этим товарищам автор выражает искреннюю благодарность. Автор признателен также П. И. Дорогокущу за обработку анализов на ЭВМ, Н. В. Забоевой за выделение монофракций минералов, а Е. С. Дмитриевой за чертежно-оформительские работы.

Автор глубоко признателен доктору геолого-минералогических наук Ф. П. Летникову, высказавшему ряд важных замечаний в ходе работы над монографией, а также за всестороннюю помощь и ценные советы.

Глава 1

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Проблема глубинных базитов и гипербазитов всегда была предметом пристального внимания исследователей, несмотря на незначительное площадное распространение этих образований. Так, габброиды занимают немногим более 5%, а на долю гипербазитов приходится менее 1% всех изверженных пород, выходящих на земную поверхность. Этим породам посвящена обширнейшая литература, касающаяся их геолого-структурного положения, вещественного состава и вопросов генезиса. Всесторонне изучаются и те ультраосновные породы, которые поступают на земную поверхность в виде глубинных выбросов с базальтами и кимберлитами. В последние годы довольно детально изучаются ложе дна океанов и глубоководные впадины, где базиты и гипербазиты встречаются наиболее часто. Повышенный интерес к этим образованиям обусловлен прежде всего тем, что все они, как справедливо считают многие исследователи, являются продуктами плавления вещества верхней мантии. Такие выплавки из мантии дают представление о внутреннем строении и составе нижних оболочек земной коры и верхней мантии. В связи с этим для геологов, геофизиков и сейсмологов представляется чрезвычайно важным знать, в каком состоянии и каким путем выносились эти вещества в верхние слои земной коры. Важность изучения этих пород определяется еще и тем обстоятельством, что с ними связан целый ряд полезных ископаемых (хром, никель, кобальт, медь, титан, платиноиды, нерудное сырье).

Формирование глубинных базит-гипербазитовых образований обычно рассматривается с позиций офиолитовых ассоциаций, которые характеризуют эвгеосинклинальные стадии в истории Земли (Белоусов, 1975). Изучение этих ассоциаций, особенно тел гипербазитов, как отмечает А. Л. Книппер (1975), «перестало быть уделом петрографов и петрологов, изучавших в основном само вещество ультраосновных пород», что несомненно сыграло положительную роль в познании этой чрезвычайно важной проблемы. В настоящее время тела гипербазитов и базитов все чаще рассматриваются не только с точки зрения их вещественного состава, но и положения и места этих тел в геологической структуре того или иного региона. Однако геологическое значение известной офиолитовой триады Г. Штейнманна (Steinmann, 1927) у современных приверженцев гипотезы новой глобальной тектоники, в частности, у А. В. Пейве и его сторонников (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Пейве, 1973; Книппер, 1975) имеет принципиально иной смысл. В противоположность Г. Штейнманну сторонники теории мобилизма гипербазита и габброиды считают наиболее древними толщами океанической коры, а зеленокаменные толеитовые базальты и кремнистые осадки, по их мнению, являются более молодыми и вместе с первыми составляют «пластины» и «блоки» океанической коры. Такие блоки и пластины, в частности, габброидные массы претерпели метасоматическую переработку уже в коровых условиях.

Известный советский исследователь по глубинной геологии Ю. М. Шейнманн решительно возражал против такой трактовки происхождения тел

гипербазитов и габброидов и, как мы считаем, во многом справедливо полагал, что эти тела могут иметь и магматическое происхождение (Шейнманн, 1973, 1974, 1976; Шейнманн, Лутц, 1974). Да и А. В. Пейве несколько позднее (1976) пришел к выводу о некоторой узости теории плит и ошибочности отдельных ее положений. К тому же применение гипотезы тектоники плит, как считает К. Ле Пишон с соавторами, «...позволяет создать модель, объясняющую лишь современную тектоническую и сейсмическую активность на поверхности земли» (Пишон и др., 1977, с. 14); возможность же применения ее для палеозоя и докембрия ставится этими исследователями под сомнение.

В настоящее время подобным ассоциациям пород уделяется значительное внимание. Обстоятельная сводка по офиолитам дана Миасиро (Miyashiro, 1975). Фостер с соавторами (Foster et. al., Terry, 1974) некоторые тела гипербазитов Аляски также рассматривают как отторженцы океанической коры.

На основании изучения газово-жидких включений в породообразующих минералах некоторых пород из офиолитовых ассоциаций И. Т. Бакуменко и Н. Л. Добрецов (1976) приводят прямые доказательства участия высокотемпературных мантийных расплавов в образовании этих ассоциаций.

Многочисленные, хотя и относительно небольших размеров, тела ультраосновных бесполевошпатовых пород обычно именуют в литературе альпинотипными гипербазитами, поскольку они встречаются в структурах типа альпийской складчатости. По поводу терминологии ультраосновных пород в настоящее время среди исследователей нет единого мнения. Нередко эти породы, имеющие один и тот же генезис и образующие ту или иную природную ассоциацию, разные исследователи именуют либо гипербазитами, либо ультрабазитами, а в последние годы довольно широко применяется термин «ультрамафиты». Между тем Н. Д. Уилли (Wyllie, 1967), один из первых применивший термин «ультрамафиты», писал, что понятия «ultramafic» и «ultrabasic» относятся соответственно к минералогической и химической классификации пород, и оба эти термина используются свободно. Причем непосредственно мантийный материал, по мнению этого исследователя, следует называть ультрабазитами, а те ультраосновные породы, которые находятся на земной поверхности,— у л ь т р а м а ф и т а м и. Следовательно, ультрабазиты могут быть и ультрамафитами. Таким образом, применение одного термина не исключает существования другого. В свое время А. Н. Заварицкий (1956), используя классификации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Г. Розенбуша, В. Н. Лодочникова и других исследователей, четко разграничил генетический смысл всех ультраосновных пород. А в последние десятилетия как отечественные, так и зарубежные исследователи, в том числе и П. Дж. Уилли (1967, 1972), для ультраосновных бесполевошпатовых пород, образующих самостоятельные тела в складчатых поясах, широко применяют понятие «альпинотипные гипербазиты». Таким образом, ультраосновные бесполевошпатовые породы, образующие серии более или менее крупных или мелких самостоятельных тел в складчатых поясах, мы будем именовать, как и большинство исследователей, альпинотипными гипербазитами. Ультраосновные же породы, встречающиеся либо в расслоенных сериях, либо как крайние дифференциаты габброидных интрузий, имеют другой генетический смысл и нами рассматриваются совместно с этими образованиями.

Большинство петрологов, занимающихся вопросами классификации изверженных пород, справедливо считают, что, делая подобные обобщения, следует учитывать реальный минеральный состав тех или иных образований. Минеральный состав, как правило, позволяет исследованную породу привести в соответствие с модальным составом конкретного объекта. Такие классификации в настоящее время имеются как для вулкани-

ческих, так и для плутонических образований, в том числе для пород основного и ультраосновного составов (Streckeisen, 1967; Rittman, 1972; Ритман, 1975). Вместе с тем следует отметить, что как бы ни была удачна выбранная классификация, основанная только на минералого-петрографических или петрохимических признаках (Кузнецов и др., 1976), морфологические особенности плутонических образований, их геолого-структурное положение имеют также чрезвычайно важное значение при систематике геологических объектов. В связи с изложенным автор настоящей работы считает, что предложения Подкомиссии по систематике изверженных пород при Комиссии по петрологии Международного союза геологических наук (Классификация и номенклатура..., 1975) об исключении терминов «ультрабазиты», «гипербазиты» и «ультраосновные породы» вряд ли решит проблему генетической классификации глубинных пород базит-гипербазитового ряда. Если придерживаться указанного предложения, то большую группу разнородных ультраосновных пород (1) образующих самостоятельные пояса альпинотипных гипербазитов; 2) являющихся крайними членами расслоенных серий; 3) встречающихся в габброидных массивах доорогенного этапа; 4) генетически связанных со щелочными породами; 5) ультраосновных включений в базальтах) мы должны называть ультрамафитами. Нам представляется, что термин «ультрамафиты» можно применять свободно, подобно таким терминам, как «гранитоиды», «габброиды» и другие собирательные названия. Исключать же из употребления такие исторически сложившиеся определения, как «гипербазиты» и «ультраосновные породы», вряд ли правомерно.

Альпинотипные гипербазиты, безусловно, продукты плавления мантийного вещества, составляющие часть офиолитовых ассоциаций. В настоящее время большинство исследователей совершенно справедливо относят их к самостоятельной магматической формации. Эта формация представлена серией или цепочкой тел, являющихся частью офиолитовых поясов в складчатых сооружениях (Hess, 1938; Заварицкий, 1956; Пинус и др., 1958, 1973, 1976; Пинус, Колесник, 1966; Кузнецов, 1964, 1972; Малахов, 1972; Wyllie, 1968; Уилли, 1972; Зимин, 1973; Зак и др., 1975; Штейнберг и др., 1976; Штейнберг, Чащухин, 1977 и многие другие).

К группе офиолитовых ассоциаций относятся и многочисленные тела габброидов, образование которых также связывают с раннегеосинклинальными стадиями развития земной коры. Такие интрузивы, часто дифференцированные, в последние годы довольно детально изучены в разных регионах Советского Союза (Лебедев, 1962; Воробьева и др., 1962; Богатиков, 1966; Дифференцированные габбровые интрузии..., 1974; Глазунов, 1975; Поляков и др., 1976). Эти габброидные интрузии, связанные с начальным магматизмом геосинклинальных этапов, нередко пространственно ассоциируют с телами гипербазитов.

Между тем во многих древних и молодых складчатых районах встречаются в значительно меньшей степени подверженные постмагматическим изменениям, еще более интенсивно расслоенные тела основного и ультраосновного составов, которые по некоторым весьма существенным признакам не могут быть отнесены к собственно офиолитовым ассоциациям. Такие полосчатые стратифицированные интрузии, как правило, внедряются в постконсолидационную стадию развития геосинклинального процесса. Они характеризуют магматизм устойчивых областей (Кузнецов, 1972), т. е. их становление происходило в стабильных геотектонических условиях. Подобного рода интрузивы довольно широко развиты в нашем районе и нередко встречаются в других регионах Советского Союза (Елисеев, 1953; Волохов, Иванов, 1964; Волохов, 1965; Иванов и др., 1972; Михайлов, Щеглов, 1972, 1973; Щека, 1969; Лихачев, 1975). Такие расслоенные массивы характерны и для Гренландии, Африки и Северной

Америки (McBirney, 1975; Smith, Карр, 1969; McDonald, 1967; Владимиров и др., 1971). Фундаментальная сводка по подобным зарубежным образованиям с элементами детального описания скрытой расслоенности, необычайно насыщенная огромным фактическим материалом, дана Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970).

Цель настоящей работы — обобщение накопленного материала по вещественному составу, в том числе по петрохимическим и геохимическим особенностям глубинных базит-гипербазитовых образований, составляющих ряд магматических формаций, которые, с одной стороны, являются составной частью офиолитовых поясов, с другой—образуют ряд постконсолидационных расслоенных интрузивов в пределах Байкальской горной области. При этом уделялось внимание геолого-структурному положению этих массивов и соотношениям с вмещающей рамой, их морфологии и внутреннему строению. Работа не затрагивает субвулканические и гипабиссальные аналоги этих пород.

Подобное изучение базитов и гипербазитов тем более необходимо, что к настоящему времени нет обобщающих исследований, затрагивающих данную проблему по этому обширному региону, который составляет большую часть складчатого обрамления юга Сибирской платформы, где сосредоточено множество тел основного и ультраосновного составов. Понимая трудность такого обобщения, обусловленную разнообразным проявлением базит-гипербазитового магматизма в регионе, его неравнозначной изученностью, острой дискуссионностью отдельных положений, связанных с геологическим строением района, автор вполне сознает, что вряд ли удастся избежать некоторых недостатков. Однако в свете современных взглядов на природу этих образований совместное изучение геолого-структурного положения и вещественного состава, а также химизма подобных ассоциаций дает возможность выявить состав магматических расплавов, установить их связь с тектоническими процессами и определить характер дифференциации. Это в конечном итоге позволит наметить пути к выяснению генезиса пород базит-гипербазитовых формаций складчатых сооружений и выявить типы первичных магм, породивших различные базит-гипербазитовые массивы в подобных структурах других регионов.

В числе публикаций, внесших определенный вклад в изучение базит-гипербазитовых массивов данного района, следует отметить монографии С. А. Гурулева (1965), С. А. Гурулева, К. С. Самбуева (1967) и Ф.П. Леснова (1972), посвященные выяснению условий формирования ряда габбро-перидотитовых массивов. Следует также упомянуть статью Э. К. Герлинга с соавторами (1962) по определению абсолютного возраста пород Довыренского массива, И. В. Белова и М. В. Богидаевой (1962) по вещественному составу гипербазитов Дархинтуйского массива бассейна р. Джиды, Н. Н. Шишкина (1964, 1965) о медно-никелевом оруденении в породах Довыренского массива, А. А. Малышева (1971) о минералогических и петрографических особенностях гипербазитов Средне-Витимской горной страны. Определенный интерес представляет работа А. В. Касьянова (1973), которая рассматривает условия образования Чайского массива с позиций внутрикамерного фракционирования. Дифференцированные интрузии Северного Прибайкалья (Чайский и Довыренский массивы) изучались Э. Г. Конниковым (1976). Неметаллическим полезным ископаемым посвящены отдельные публикации Н. С. Круцко с соавторами (1967), С. А. Гурулева и К. Ш. Шагжиева (1973), К. Г. Башты (1974).

Однако все эти исследования носят частный характер и касаются главным образом либо геологического положения и условий формирования, либо вещественного состава и рудоносности отдельных габброидных или гипербазитовых массивов.

Глава 2

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Основной и ультраосновной магматизм для геосинклинальных режимов и постгеосинклинальных эпох во всех складчатых регионах проявился относительно одинаково. Имеющиеся различия следует искать прежде всего в неоднородности мантии, геолого-структурном положении массивов основных и ультраосновных пород, условиях и степени дифференциации, а также тех постмагматических процессах, которые нередко видоизменяют эти породы уже в коровых условиях. Это хорошо видно на примере складчатых областей, обрамляющих как Русскую, так и Сибирскую платформы. Пожалуй, в этом отношении наиболее интересны следующие складчатые структуры: Карело-Кольский регион, Кавказ, Урал, Казахстан, Алтае-Саянская горная область и Северо-Восток СССР.

В пределах Карелии и на Кольском полуострове, являющихся значительной частью северо-западного обрамления Русской платформы, распространены тела гипербазитов и габброидов, образование которых происходило в широком возрастном диапазоне. Гипербазиты этого региона — доскладчатые образования, которые «отвечают собственно гипербазитовой формации ранних этапов геосинклинального развития» карелид (Лазарев, 1971, с. 8). В этом же районе выделяются доскладчатые слабо дифференцированные базитовые интрузии, а также интенсивно расслоенные серии пород основного и ультраосновного составов платформенного типа. Причем исследователями повсеместно подчеркивается тесная связь базит-гипербазитового магматизма с разрывными нарушениями.

В пределах Большого Кавказа, чрезвычайно сложного геологического сооружения, встречаются геосинклинальные формации каледонского, герцинского и альпийского циклов (Гамкрелидзе, 1966). В отдельных структурах этого довольно крупного складчатого сооружения отмечаются массивы гипербазитов и габброидов, входящие в состав того или иного геосинклинального цикла и являющиеся частью офиолитового комплекса. Ультрабазиты и габброиды Северного Кавказа совместно с вулканитами составляют среднепалеозойскую офиолитовую серию (Тамбиев, Снежко, 1976). На пространственную связь ультраосновных и основных интрузивов с офиолитами альпийской складчатости в пределах Севано-Карабахской зоны глубинных разломов указывают Ш. И. Аллахвердиев и Дж. Азадалиев (1976). В пределах этого региона встречаются довольно крупные гипербазитовые массивы площадью более 100 км², отмечено, что тела гипербазитов находятся в тектонических зонах, нередко интенсивно милонитизированы и брекчированы. К тому же все ультраосновные породы, даже наиболее молодые из них, например, Шорджинский перидотитовый массив, в значительной степени, как отмечено еще А. Г. Бетехтиным (1937), серпентинизированы.

На особенностях базит-гипербазитового магматизма Урала отразилось то обстоятельство, что это сооружение находится «в области контрастного сочленения материковых платформ (на западе — Русской, на востоке — Сибирской)» (Попов и др., 1976, с. 18). В этом своеобразии Уральской складчатой области, пожалуй, уникальной в своем роде, кроется сложность ее внутреннего строения, в том числе положение массивов гипербазитов и габброидов. Так, еще А. Н. Заварицкий обратил внимание на существенное различие «двух частей Уральского хребта: относительное развитие перидотитовых пород — с одной стороны, и габбро и других полевошпатовых пород — с другой» (Заварицкий, 1956б, с. 666). Вместе с тем, опираясь на обширную литературу по этой горной области, можно

с уверенностью отметить, что глубинный магматизм здесь связан с такими же геоструктурами и представлен в основном такими же ассоциациями пород, как и в других складчатых регионах. Трансрегиональные разрывные нарушения, возникшие на сочленении двух крупных платформ, усложнили процесс мантийного магмообразования, но тем не менее здесь отмечается по существу тот же набор базит-гипербазитовых формаций, который свойствен для других подобных структур, хотя и выделяются отдельные ассоциации, характерные только для этого региона. К тому же отдельные формации проявились очень широко: это прежде всего касается очень крупных перидотитовых массивов в западной части Уральского хребта или, например, габбро-пироксенит-дунитового пояса восточного склона Северного и Среднего Урала. Все эти образования относятся к каледонской геосинклинали. В этом же регионе встречаются и типично стратиформные интрузии.

Рассматривая сопредельную с Уралом территорию Центрального Казахстана, следует отметить, что эта территория также характеризуется сложным тектоническим строением и «представляет собой область сочленения разновозрастных и разнотипных складчатых систем» Урало-Сибирского геосинклинального пояса (Михайлов и др., 1971, с. 14). Для этого региона отмечен четко направленный во времени и пространстве характер магматической деятельности, проявившейся в отдельные тектоно-магматические этапы. Формации основных и ультраосновных пород в этой части Урало-Сибирского пояса наиболее полно представлены в ранние стадии геосинклинальных процессов и составляют, по терминологии вышеуказанных исследователей, «офиолитовую группу формаций». В этом регионе во всем многообразии представлены альпинотипные гипербазиты, относимые (как нам кажется не совсем удачно) Н. П. Михайловым с соавторами к габбро-перидотитовой формации. Дело в том, что соотношение гипербазитов и габброидов в этой формации, что отмечают и сами авторы, можно толковать весьма противоречиво, что «заставляет допустить некоторый перерыв в их внедрении и возможно дифференциации габбро-перидотитовой магмы на глубине, еще в интрузивном очаге» (Петрография Центрального Казахстана..., 1971, с. 43), что не совсем точно отвечает названию «магматическая формация», данному этими же исследователями.

Магматизм ранних стадий развития геосинклиналей в Казахстане представлен также и дунит-пироксенит-габбровой формацией (габбро-перидотитовая платиноносная формация Урала), а постконсолидационные интрузии составляют интенсивно расслоенные серии пород перидотит-пироксенит-норитовой формации. Следовательно, базит-гипербазитовый магматизм этого региона довольно близок к рассмотренному выше магматизму Урала, различаются же эти процессы главным образом геолого-структурным положением интрузивных образований. Исследователями отмечено, что тела базитов и особенно гипербазитов находятся в крупных зонах глубинных разломов, и сами тела гипербазитов интенсивно раздроблены и перемяты.

Естественное продолжение складчатого обрамления Центрального Казахстана на востоке — Алтае-Саянская горная область, являющаяся южным обрамлением Сибирской платформы. В данной геотектонической структуре базит-гипербазитовый магматизм проявился также в значительных масштабах: это и инициальный магматизм глубинных альпинотипных гипербазитов, довольно обстоятельно рассмотренный в работах Г. В. Пинуса и других исследователей (Пинус и др., 1958, 1966; Белов, Богидаева, 1962), и различные габброидные комплексы допалеозойского и палеозойского возраста также инициальной стадии развития геосинклинальных этапов, детально изученные другой группой исследователей (Богатиков, 1964; Поляков и др., 1976; Волохов, 1976; Шабалин, 1977; Минин, 1977). Для этого региона установлено, что тела гиперба-

зитов и габброидов связаны с глубинными зонами разломов и составляют офиолитовую ассоциацию пород (Добрецов и др., 1976). Здесь же известны и типично расслоенные массивы типа Златогорского плутона в Казахстане и на Кольском полуострове. Но подобные интрузивы Алтае-Саянской области, обстоятельно изученные И. М. Волоховым (1965) и В. М. Ивановым (1971), в противоположность вышеуказанным, являются геосинклинальными образованиями, располагаются на стыке трех крупных геоморфологических структур — Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая, представляющих «структуры с участками различного времени консолидации — байкальской, салаирской и позднекаледонской» (Иванов, 1971, с. 21). В этом сочленении отмечен ряд дифференцированных массивов, таких как Лысогорский, Шаманский и Аталыкский плутоны, формирование которых, как считает В. М. Иванов, происходило в относительно спокойной тектонической обстановке.

В пределах Тихоокеанского складчатого пояса также широко распространены разновозрастные альпинотипные гипербазиты и пространственно с ними связанные массивы габброидов. Выявлено, что эти массивы как правило, связаны с зонами глубинных разломов, приурочены к определенным геотектоническим структурам, а в некоторых из них наблюдается типичный серпентинитовый меланж (Иванов и др., 1974).

Гипербазиты и габброиды в складчатых зонах Дальнего Востока образуют ряд формаций и входят в состав разновозрастных офиолитовых ассоциаций геосинклинальных этапов главным образом складчатого обрамления Китайской платформы (Зимин, 1973).

Анализ литературных данных по базит-гипербазитовому магматизму складчатых областей дает возможность выявить особенности этого процесса и установить большое родство и довольно близкий состав образующихся при этом пород, которые составляют для разных складчатых структур близкие по вещественному составу формации или комплексы. Так, например, Д. С. Штейнберг и И. С. Чащухин (1977, с. 9) указывают на «...изумительное постоянство дунитов и гарцбургитов... во всем мире независимо от их возрастов и геологической позиции...». Вместе с тем нельзя не отметить и ряда особенностей, характерных для выделенных формаций того или иного региона, которые касаются геолого-структурного положения, а особенно — петрохимических и геохимических особенностей.

В этом отношении показательны результаты всестороннего изучения подобного магматизма, сделанного в Байкальской горной области, которая является значительной частью складчатого обрамления юго-востока Сибирской платформы.

Байкальская горная область как часть складчатого обрамления юга Сибирской платформы занимает огромную территорию, разделенную на ряд геоморфологических районов, к которым нередко пространственно приурочены различные плутонические образования, в том числе массивы базит-гипербазитового состава (Павловский, 1948; Салоп, 1964). Эти районы, как правило, имеют сложную и длительную историю геологического развития. Консолидация этой области, как геотектонической структуры, хотя и началась еще в раннем протерозое, однако окончательное ее завершение произошло «к концу протерозоя или в первой половине кембрия» (Салоп, 1967). В непосредственной связи с формированием крупнейших геотектонических структур района находится и базит-гипербазитовый магматизм. Все базит-гипербазитовые интрузивы приурочены к серии региональных разломов, широко развитых на стыке внешней и внутренней структурно-фациальных зон складчатой области, которые образуют известный Саяно-Байкальский складчатый пояс (Одинцов и др., 1958).

К сожалению, по вопросу геолого-структурного положения базит-гипербазитовых массивов района до настоящего времени нет сколько-

нибудь значительных публикаций. Небольшие разделы в отдельных работах и ряд мелких статей, посвященных данному вопросу (Глазунов, 1973; Грудинин, Прудовский, 1973; Леснов, 1973), ни в коей мере не могут восполнить этого пробела. Правда, в отдельных монографических исследованиях по петрологии ряда габбро-перидотитовых массивов уделяется значительное место их геолого-структурному положению. Так, при описании геологии и петрологии Чайского массива Ф. П. Леснов приходит к выводу, что «совместно с доорогенными интрузивами нижнепротерозойских гипербазитовой и габбро-плагиогранитной формаций плутоны габбро-пироксенит-дунитовой формации Северного Прибайкалья образуют гетерогенный пояс интрузивных тел основного, ультраосновного и плагиогранитного состава» (Леснов, 1972, с. 10). Далее этот автор отмечает, что такие интрузивы образовались на поздних этапах развития геосинклинальных областей, в связи с чем считает необходимым «выделение нового никеленосного габбро-перидотитового формационного типа» (Леснов, 1972, с. 21). Ф. П. Леснов считает возможным базит-гипербазитовые массивы Байкало-Муйского пояса объединить в единый формационный ряд, что вряд ли обосновано, так как формирование альпинотипных гипербазитов и существенно габброидных интрузий связывается с начальным магматизмом геосинклинального этапа, а габбро-перидотитовые никеленосные массивы этого района являются посторогенными субплатформенными образованиями, что ранее отмечалось автором (Грудинин, 1963, 1965, 1976; Грудинин, Прудовский, 1969) и другими исследователями (Гурулев, 1965; Михайлов, Щеглов, 1972). Поэтому мы считаем взгляды С. А. Гурулева на вопрос геологического положения габбро-перидотитовых массивов Северного Прибайкалья более обоснованными. На основании изучения геолого-структурного положения верхнепротерозойских толщ, этот исследователь приходит к выводу о существовании между докембрием и нижним палеозоем крупного перерыва и развитии платформенных условий в конце протерозоя. Следовательно, Довыренский и Чайский габбро-перидотитовые массивы он рассматривает как платформенные образования.

Схему размещения базит-гипербазитовых пород как «офиолитового комплекса» в структуре Байкальской складчатой области предложили Т. Г. Павлова и К. Д. Клитин (1974). Действительно, офиолитовые ассоциации пород в пределах Байкальской горной области несомненно имеют место и составляют довольно протяженные пояса. Но следует обратить внимание читателя, что у вышеуказанных авторов нет достаточно аргументированных данных, чтобы относить к офиолитам расслоенные посторогенные интрузии довыренского типа.

Наиболее ценные сведения по геолого-структурному положению базит-гипербазитовых ассоциаций, развитых в пределах исследованного района, можно получить из фундаментальной работы Л. И. Салопа (1967). В этой обширной сводке отмечено, что формирование пород основного и ультраосновного ряда происходило в широком диапазоне времени и связано с развитием всего складчатого региона. Л. И. Салоп, учитывая характер размещения и положение базит-гипербазитовых комплексов нижнего протерозоя, вполне обоснованно приходит к выводу, что эти комплексы «вместе с субвулканическими и эффузивными породами являются типичными офиолитовыми образованиями, характерными для раннего этапа геосинклинального развития. Внедрение их, по всей вероятности, предшествовало складчатости и, быть может, частично происходило еще в период подводного вулканизма (доорогенные и раннеорогенные интрузии)» (Салоп, 1967, с. 56). Однако габбро-перидотитовые никеленосные интрузии, хотя и образовались в доскладчатый период, по его мнению, совершенно отличны от офиолитовых ассоциаций.

На основании анализа данных по геолого-структурному положению базит-гипербазитовых массивов, положению относительно вмещающей

рамы, а также их формы, размера и внутреннего строения сделана попытка выделить отдельные пояса, определить последовательность глубинного основного и ультраосновного магматизма в истории геологического развития Байкальской горной области и вместе с тем, учитывая вещественный состав этих образований, установить для них типы магматических формаций.

БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ПОЯСА И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сложность строения и своеобразие развития складчатых структур южного обрамления Сибирской платформы, к которым приурочены базит-гипербазитовые пояса Байкальской горной области, наложили отпечаток на толкование самого понятия «байкалиды». Этим своеобразием, как отмечают некоторые исследователи (Клитин и др., 1970), определяется большинство разногласий по поводу байкалид как складчатой системы. Поскольку анализ этой сложной проблемы не является целью наших исследований, в данной работе за основу взята геосинклинальная система байкалид, по данным Л. И. Салопа (1967), охватывающая свыше 2 млрд. лет, развитая в площадном отношении на большей части северо-западной половины Байкальской горной области.

В этой крупнейшей структуре помимо прочих магматических образований широко распространены раннепротерозойские интрузивы основного и ультраосновного составов в Средне-Витимской горной области, в Северном, Северо-Западном, Северо-Восточном и Юго-Западном Прибайкалье.

Складчатая система байкалид к концу верхнего протерозоя и до начала каледонского тектоно-магматического цикла в значительной степени стабилизировалась и приобрела субплатформенный режим, т. е., как отмечает С. А. Гурулев (1965), между докембрием и нижним палеозоем существовал крупный континентальный перерыв с платформенными условиями. Такие стабильные геотектонические структуры Г. Штилле называл «вполне кратонными областями», для которых характерен «симатический вулканизм» (Штилле, 1964), или, как его называет Ю. А. Кузнецов (1972), «магматизм устойчивых областей». С таким магматизмом связано появление огромных полей основных и средних вулканитов, с которыми, как нам представляется, генетически ассоциируют относительно крупные трещинного или пластообразного типа силлоподобные расслоенные интрузии. Подобного рода интрузии в Северном Прибайкалье образуют ряд самостоятельных массивов.

В пределах Байкало-Витимской геосинклинальной системы (Косыгин и др., 1964) выделяется Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс (Леснов, 1972), который одновременно входит в Алтае-Саянскую геосинклинальную систему, тесно связанную с юго-восточным и юго-западным обрамлением Сибирской платформы.

Каледонский тектоно-магматический цикл, помимо широкого проявления гранитоидных масс, ознаменовался также проявлением базит-гипербазитового магматизма (Беличенко, 1969; Комаров, 1972). Причем этот магматизм отличался от байкальского незначительным площадным развитием ультраосновных и основных интрузивов, их размерами и рудоносностью.

Большинство массивов основного и ультраосновного составов связаны с крупными трансрегиональными тектоническими зонами нарушений. В этих зонах размещаются многочисленные тела гипербазитов и габброидов, которые в пределах Саяно-Байкальской складчатой области составляют, по-видимому, единый ряд магматических формаций (рис. 1).

В пределах Байкальской горной области, как нам представляется,

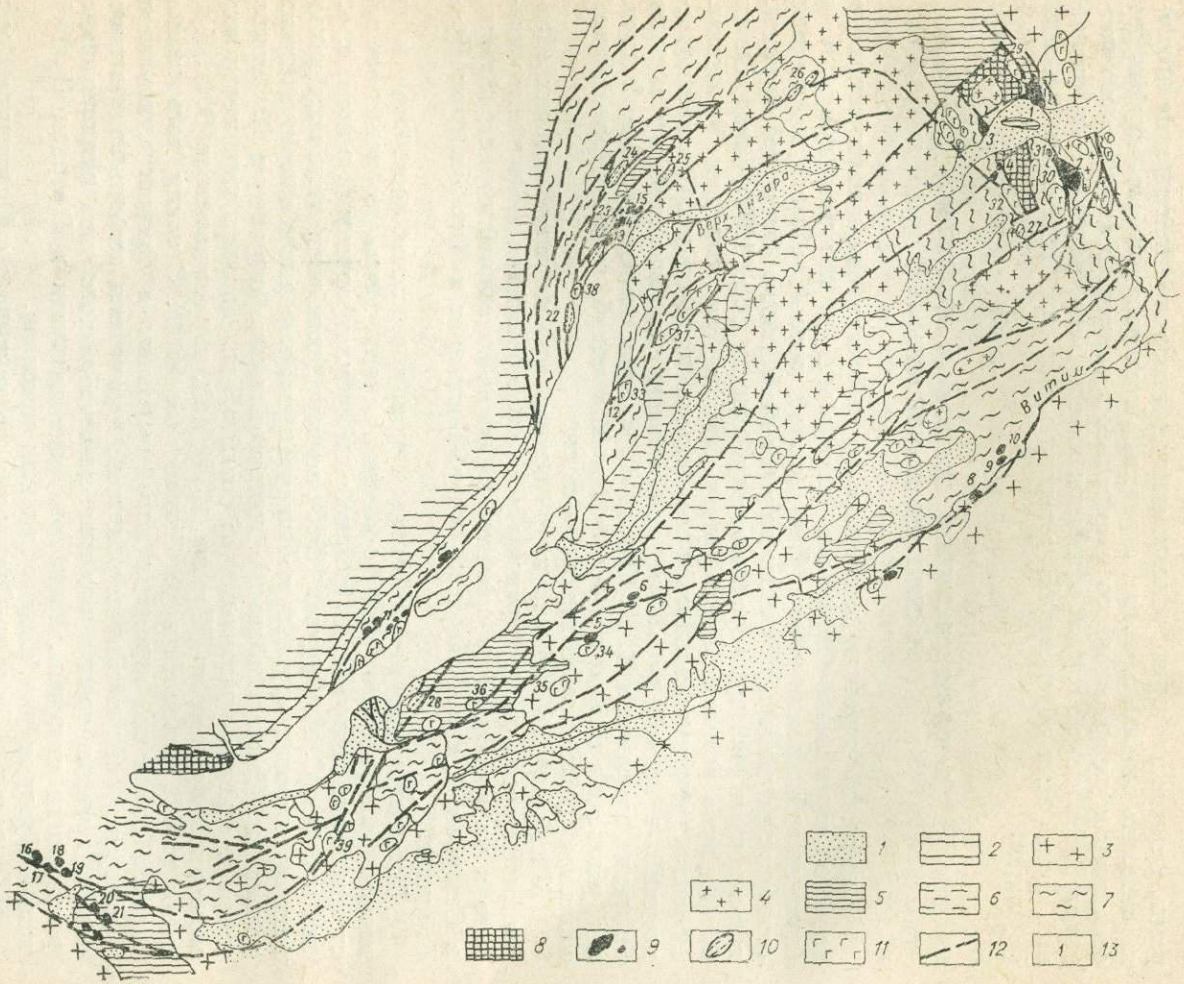


Рис. 1. Схема размещения базит-гипербазитовых массивов Байкальской горной области.

1 — Мезокайнозойские *отложения*; *2* — Сибирская платформа; *3* — палеозойские *гранитоиды*; *4* — допалеозойские гранитоиды; *5—7*—вулканогенно-осадочные образования: *5* — палеозоя, *6* — верхнего протерозоя, *7* — среднего, нижнего протерозоя и архея; *8* — выступы кристаллического цоколя платформы; *9—11* — базит-гипербазитовые формации: *9* — гипербазитовая, *10* — габбро-перидотитовая, *11* — габбро-анортозитовая; *12* — разломы и другие тектонические нарушения; *13* — базит-гипербазитовые массивы: гипербазитовая формация — 1 — Парамский, 2 — Шаманский, 3 — Келянский, 4 — Молодежнинская группа, 5 — Гольцы, 6 — Зумбуруки, 7 — Маректинский, 8 — Нелхинский, 9 — Ватагинский, 10 — Бугарихтинский, 11 — Приольхонская группа, 12 — Кабаний, 13 — Душкачанский, 14—15 — Яршинская группа, 16 — Хангарульская группа, 17 — Хамархудинский, 18 — Харгантинский, 19 — Оронгодойский, 20 — Цаган-Маринский, 21 — Дархинтуйский;
габбро-перидотитовая формация — 22 — Кивелевский, 23 — Нюрундуканский, 24 — Довыренский, 25 — Чайский, 26 — Правомамский, 27 — Маринкин, 28 — «Острая сопка»;
габбро-анортозитовая формация — 29 — Янгудский, 30 — Витимконский, 31 — Кедровский, 32 — Ирокиндинский, 33 — Кабаний, 34 — Атарханский, 35 — Хаильский, 36 — Орефьевский, 37 — массивы Центрально-Баргузинского хребта, 38 — Слюдинский, 39 — Шильдырхейский.

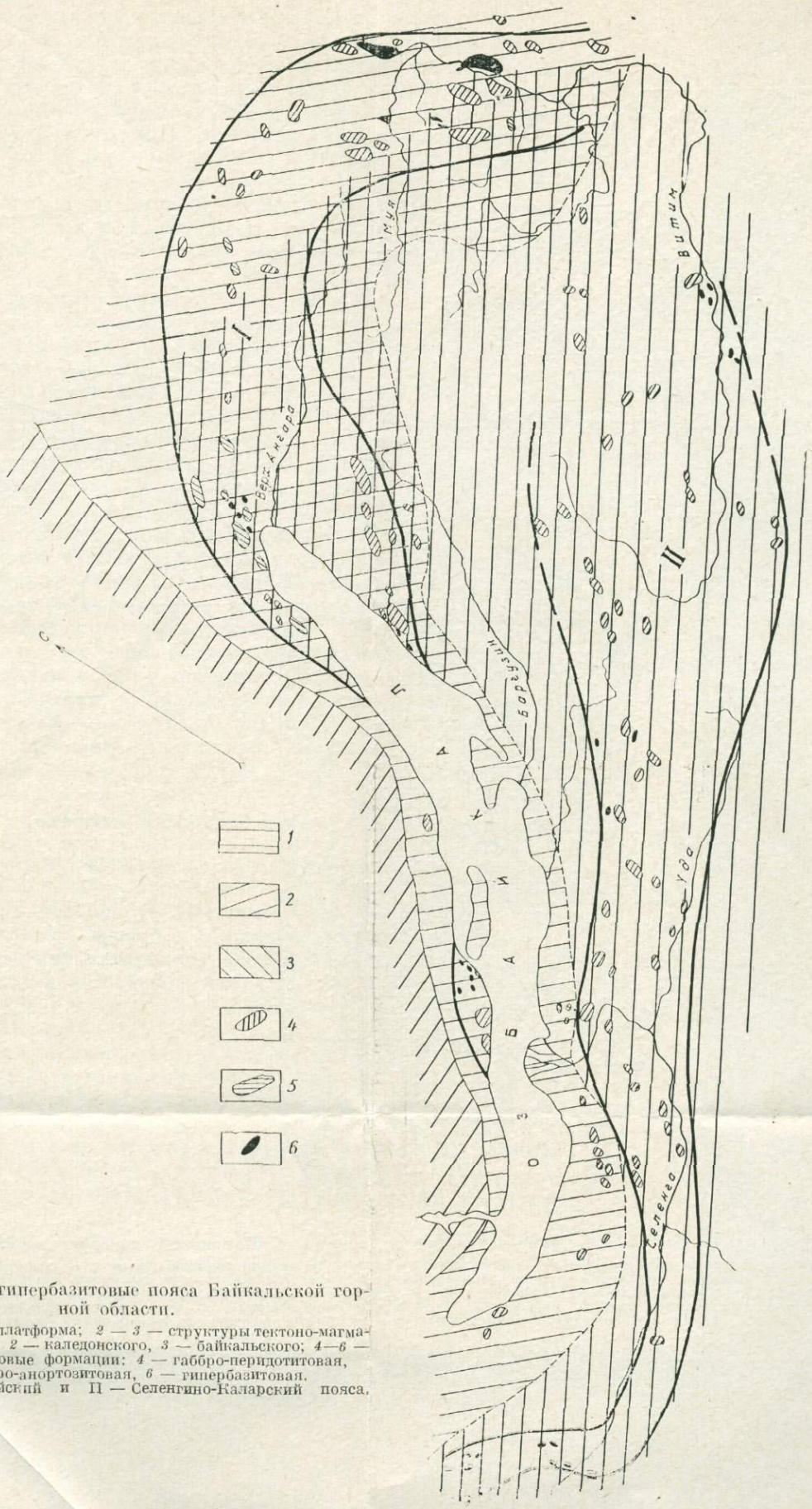


Рис. 2. Базит-гипербазитовые пояса Байкальской горной области.

1 — Сибирская платформа; *2 — 3* — структуры тектоно-магматического цикла: *2* — каледонского, *3* — байкальского; *4—6* — базит-гипербазитовые формации: *4* — габбро-перидотитовая, *5* — габбро-анортозитовая, *6* — гипербазитовая.
I — Байкало-Муйский и II — Селенгино-Каларский пояса.

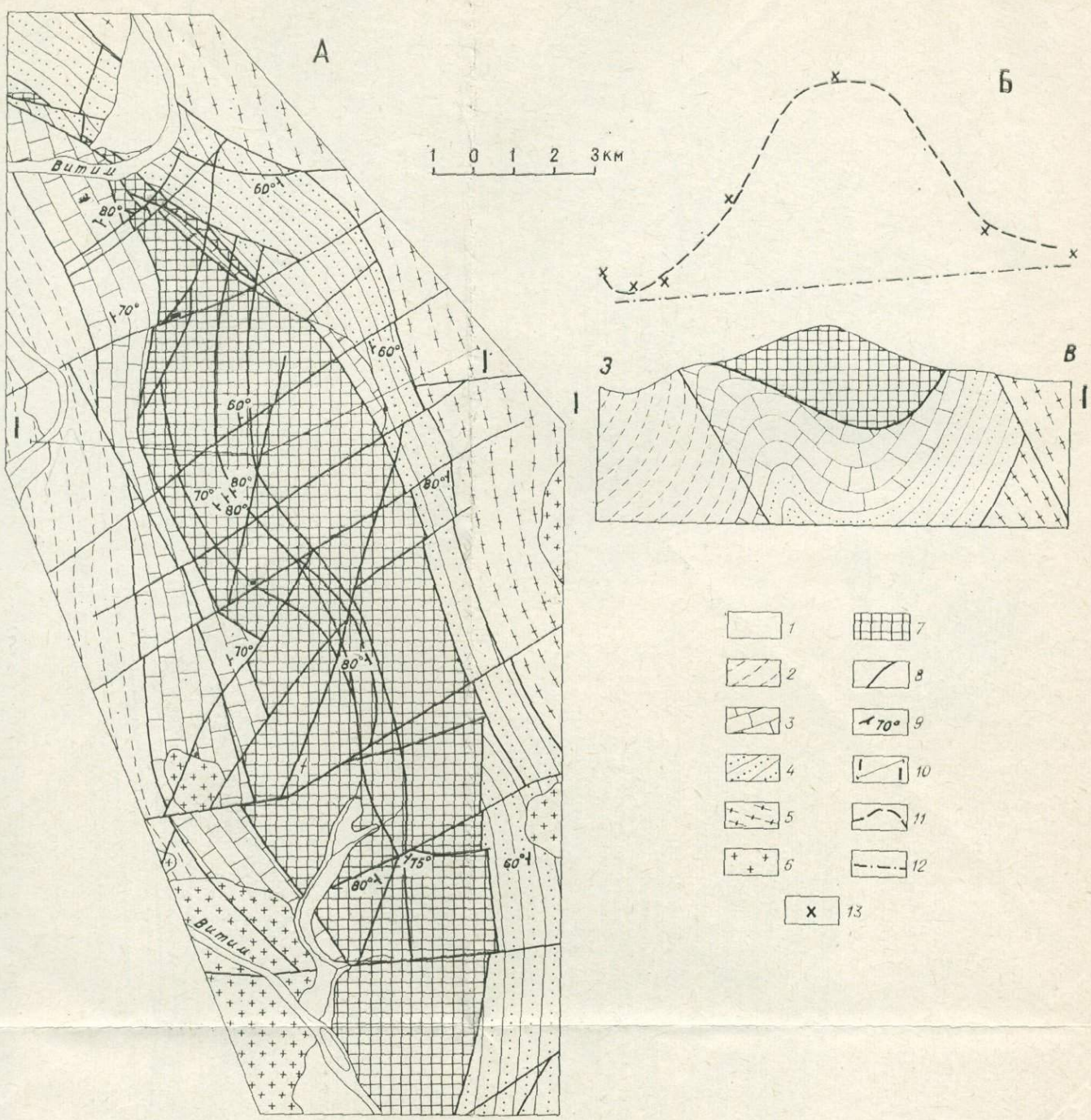


Рис. 5. А — Схема геологического строения Шаманского гипербазитового массива.

1 — четвертичные отложения; *2 — 4* — *нижнепротерозойские образования муйской серии*: *2* — *устьтулдуньская свита* (*метаморфизованные* песчаники, мигматиты, прослои кристаллических известняков), *3* — булундинская свита (кристаллические доломиты и известняки с прослоями орто- и парасланцев), *4* — самокутская свита (метаморфизованные песчаники и алевропесчаники); *5* — *архейские образования* (*гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы*); *6* — *палеозойские граниты*; *7* — Шаманский гипербазитовый массив (перидотиты, дуниты, серпентиниты); *8* — разрывные нарушения; *9* — элементы залегания; *10* — положение гравиметрического профиля.

Б — Схематический разрез через Шаманский массив по гравиметрическому профилю.

11 — график аномалии силы тяжести; *12* — график регионального фона; *13* — теоретически рассчитанные значения гравитационной аномалии, создаваемые изображенной на разрезе моделью Шаманского массива (избыток плотности 0,3/см^3) и булундинской свиты (избыток плотности 0,1 г/см^3).

выделяются Байкало-Муйский и Селенгино-Каларский базит-гипербазитовые пояса (рис. 2).

Байкало-Муйский пояс

Пояс располагается в зоне сочленения складчатого обрамления с Сибирской платформой и подчеркивает ее южный контур. Наличие основных и ультраосновных интрузивов в этой зоне, несомненно, связано с глубинными разломами северо-восточного и северо-западного простираний. Располагаются интрузивы весьма неравномерно. Наиболее крупные тела гипербазитов и габброидов пространственно приурочены к крупным срединным массивам (Северо- и Южно-Муйская «глыбы» в Средне-Витимской горной области). Как правило, массивы ультраосновных пород и габброидов ассоциируют с толщами метаморфизованных вулканитов и кремнисто-карбонатными формациями. Все эти образования участвуют в складчатости. Тела гипербазитов имеют «холодные» контакты с вмещающими толщами, интенсивно раздроблены и сопровождаются мощными зонами рассланцованных серпентинитов, талькитов и тальк-карбонатных пород.

Большинство базит-гипербазитовых тел этого пояса размещается в нижнепротерозойских отложениях. Наиболее крупные из гипербазитовых массивов — Шаманский, Парамский, Усть-Келянский, а также мелкие линзовидные тела гипербазитов в правобережной части р. Муи, в Северном и Северо-Западном Прибайкалье и Приольхонье. Габброидные интрузивы располагаются самостоятельно, но, как правило, пространственно тяготеют к крупным телам гипербазитов — Витимконский, Кедровский и Ирокиндинский массивы. Более мелкие тела габброидов и гипербазитов встречены в Северном и Северо-Западном Прибайкалье.

Сонахождение гипербазитов и базитов в структурах байкалид также характерно и для Восточного Саяна, где эти породы нередко пространственно связаны с полями вулканитов. Особенно часто массивы основных и ультраосновных пород встречаются в амфиболитах бирюсинской серии.

В Байкало-Муйском поясе, помимо тел гипербазитов, встречаются резко расслоенные дифференцированные интрузии. Хотя эти интрузии и находятся в одном поясе, по отношению к гипербазитовым и габброидным образованиям являются более поздними, формирующимися в субплатформенный этап развития. Образование их происходило уже в стабильных геотектонических условиях. К интрузиям такого типа относятся Довыренский, Чайский, Кивелевский, Маринкин, Нюрундуканский, Правомамский массивы и ряд других мелких тел.

Селенгино-Каларский пояс

Другая часть базит-гипербазитовых массивов располагается внутри Байкальской горной области и приурочена к каледонской геосинклинальной зоне. В данной зоне присутствие интрузивов основного и ультраосновного составов также связано с наличием глубинных разломов, приуроченных к Селенгино-Каларскому (по данным Арсентьева, 1966) структурному шву раннепалеозойского возраста. Эта структура прослеживается от верховьев р. Джиды в северо-восточном направлении, вплоть до бассейна р. Витима.

Большая часть гипербазитовых и базитовых массивов этого обширного пояса располагается в раннепалеозойских осадочно-вулканогенных образованиях. Причем для описываемого пояса характерно весьма неравномерное распределение тел базитов и гипербазитов.

В северной части (в Удино-Витимской зоне) располагаются преимущественно интрузивы габброидов, а в южной (Джидинский гипербазитовый пояс, по данным Г. В. Пинуса) чаще всего встречаются многочис-

ленные тела гипербазитов. Наиболее крупными из гипербазитовых массивов являются Дархинтуйский, Хамар-Худинский, Харгантинский, Хангарульский (бассейн р. Джиды), Гольцы, Ватагинский, Нелхинский, Зумбурукский (верховья р. Витима). Габброидные интрузивы представлены Атарханским, Хаильским массивами и рядом других тел (Удино-Витимская зона), Шильдырхейским, Арсентьевским, Оронгойским массивами (Южное Прибайкалье).

Характер глубинного магматизма, присущий, с одной стороны, Байкало-Муйскому и с другой — Селенгино-Каларскому базит-гипербазитовым поясам, обладает чертами сходства и различия: а) для обоих поясов характерно распространение альпинотипных гипербазитовых и существенно габброидных масс, которые, как правило, ассоциируют со спилит-кератофировой и спилит-диабазовой вулканогенными сериями и карбонатно-кремнистыми формациями, свойственными начальным этапам заложения геосинклинальных зон; б) в Байкало-Муйском поясе встречаются расслоенные дифференцированные интрузивы, внедрение которых происходило в стабильных геотектонических структурах; в) массивы гипербазитов и габброидов Байкало-Муйского пояса обладают значительно большими размерами (до 100 км^2), тогда как в Селенгино-Каларском поясе они редко превышают первые десятки квадратных километров, обычно же ограничиваются несколькими квадратными километрами; г) геосинклинальные габброидные интрузии Байкало-Муйского пояса характеризуются значительно большей активностью по отношению к вмещающим породам и для них чаще свойственны процессы метасоматоза и гранитизации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

Массивы пород основного и ультраосновного составов, образующие базит-гипербазитовые пояса, имеют разнообразную форму и характеризуются различным внутренним строением. Причем каждый тип интрузивов имеет свои особенности. Тела гипербазитов, как правило, имеют тектонические контакты, обладают линзовидным и блоковым строением. В зонах эндоконтактов наблюдаются наиболее полно проявленные процессы постмагматического преобразования пород. Нередко встречаются зоны брекчиевидных серпентинитов, отмечаются пластические деформации серпентинитов в виде мелкой складчатости. В массивах иногда наблюдаются тектонические клинья и отторженцы вмещающих пород. Экзоконтактовая полоса крупных гипербазитовых тел изобилует мелкими линзами и блоками гипербазитов, оторгнутых от главного тела. Отмечено, что более мелкие тела гипербазитов участвуют в складчатости. Судя по геофизическим данным, эти линзы и блоки быстро выклиниваются на глубину, так что они встречаются в виде пластин, зажатых в тектонических зонах.

Тот факт, что мелкие тела гипербазитов, встречаемые в виде линз и будин, сопровождают крупные массивы, указывает, что образовались они за счет дробления и растаскивания более крупных тел, раздробленных в результате поздних тектонических подвижек. Все это свидетельствует об их вторичном залегании.

Внутреннее строение гипербазитовых тел характеризуется также и тем, что они обладают иногда полосчатым строением, обусловленным попеременным чередованием дунитов и перидотитов, но главной их отличительной особенностью является то, что большинство массивов в различной степени серпентинизированы, амфиболизированы, оталькованы, карбонатизированы. Причем наблюдаются полосы, состоящие преимущественно из серпентина, либо попеременно из серпентина, талька, тремолита и карбоната. В центральной части таких массивов нередко

сохраняются реликты породообразующих минералов — моноклинного и ромбического пироксенов, а также оливина. В отдельных случаях почти неизмененные дуниты встречаются и в приконтактовых частях (Шаманский массив), но чаще наблюдается, что приконтактовые зоны гипербазитовых тел представлены зонами тальк-карбонатных пород мощностью до 100 м. Характерная особенность гипербазитов бассейна р. Джиды — наличие в некоторых из них конгломератовидных серпентинитов, представляющих тектонический меланж во внутренних частях гипербазитовых массивов Юго-Западного Прибайкалья.

Протрузивный характер внедрения имеют и гипербазиты Восточного Саяна. В этом отношении особенно показательна тектоническая структура Оспинско-Китойского массива (рис. 3), центральная часть которого представляет собой два крупных блока линзовидной формы, разделенных перемычкой вмещающих пород, от которых ответвляются в субширотном направлении тонкие пластины, имеющие на своем продолжении линзовидные раздувы в сочетании с полигональными блоками. Сами гипербазиты расчленены продольными дихотомически ветвящимися нарушениями на ряд линз, периферическая часть которых сложена мелкочешуйчатыми серпентинитами и серпентин-тальковыми породами, центральная — массивными серпентинитами и неизмененными гипербазитами. Восточное и западное окончания гипербазитового тела представляют собой сложную тектоническую смесь из вмещающих пород и серпентинитов, созданную крутопадающими нарушениями и надвигами. Эти явления в сочетании с тем, что в теле серпентинитов отмечаются мелкие тела габбро и диабазов с тектоническими контактами, а также ксенолиты вмещающих амфиболитов среднего протерозоя и карбонатных пород венда, свойственны типичному меланжу, изученному на Малом Кавказе (Книппер, 1971; Соколов, 1974) и Корякском нагорье (Иванов, Боратов, 1974). Зоны меланжа в пределах Западного Саяна описаны Н. Л. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой (1976).

3665

Массивы габброидов, как правило, имеют интрузивные контакты с вмещающими породами. Для приконтактовых частей отдельных массивов характерны явления базификации или интенсивной мигматизации вмещающих толщ. Внутреннее строение базитовых массивов нередко характеризуется зональностью, обусловленной чередованием полос различного состава от плагиоперидотитов до анортозитов. Подобное строение имеет большинство габброидных массивов региона. Однако более расслоенные дифференцированные интрузии обладают и более ярко выраженными элементами стратифицированности. Эти интрузии обычно резко вытянуты по простиранию, встречаются в виде удлиненных межпластовых тел, чем резко отличаются от изометричных слабо вытянутых габброидных масс. К тому же в расслоенных посторогенных интрузиях зоны роговиков едва достигают 7—10 м мощности, а в габброидных — они бывают в несколько сот метров. Расслоенные межпластовые стратифицированные залежи обычно не встречаются во вторичном залегании (в крайнем случае допускается только изменение их первоначального положения), в то время как габброидные доорогенные интрузивы можно встретить в форме округлых или удлиненных пластин и будин, заключенных в зонах тектонических нарушений (рис. 4). Внутренняя часть таких массивов подвергнута интенсивному дроблению и смятию. В этом случае переход от рассланцованных разностей в массивные происходит, как правило, постепенно.

В пределах Байкальской горной области имеется несколько сот крупных и мелких тел базитов и гипербазитов, поэтому дать их подробную характеристику не представляется возможным (да и вряд ли в этом есть необходимость, поскольку большинство из них различаются весьма незначительно). Для более полного представления о морфологии и внутреннем строении различных массивов основных и ультраосновных пород

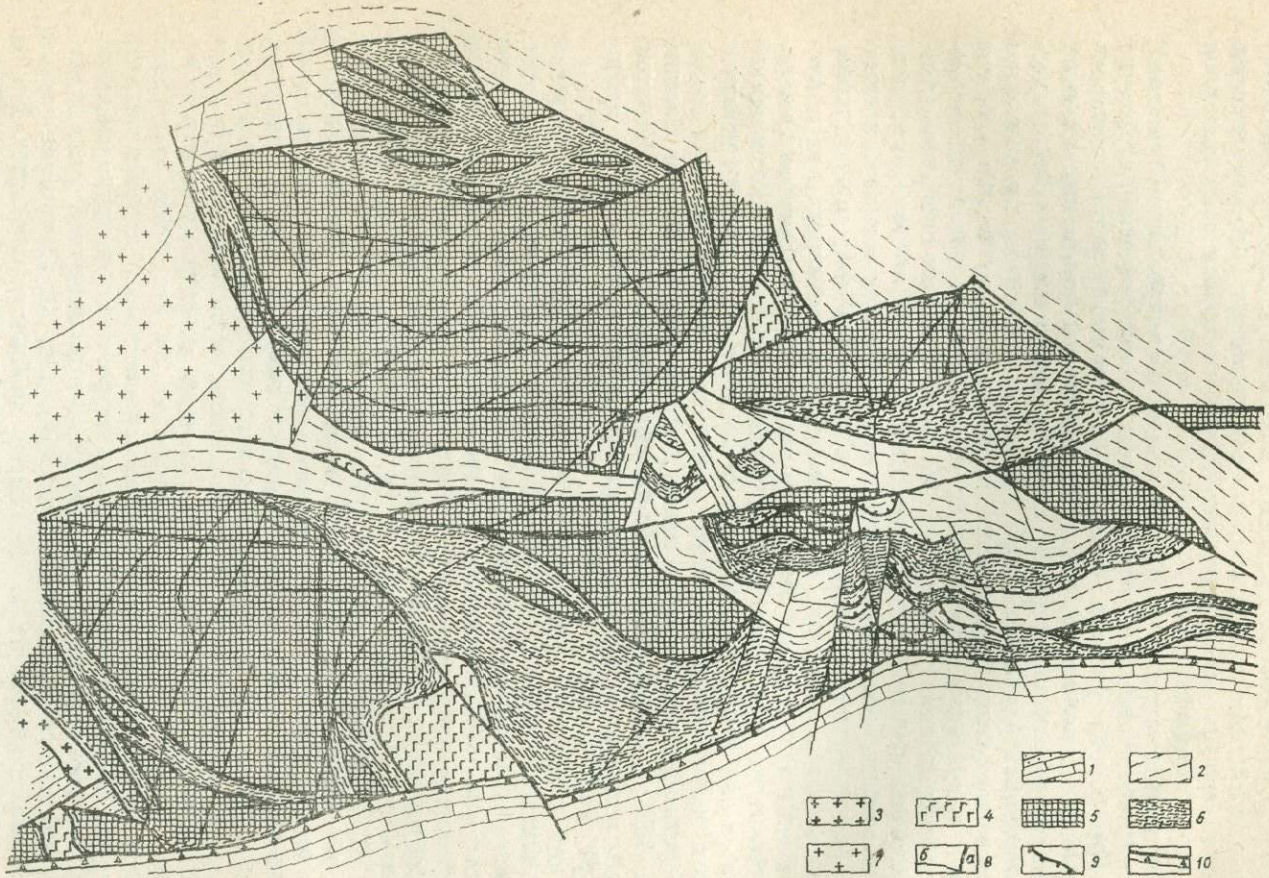


Рис. 3. Схема геологического строения Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян). Составлена совместно с Э. Л. Прудовским.

1 — карбонатно-терригенные кембрийские отложения; *2* — толща амфиболитов и метаэффузивов протерозоя; *3* — палеозойские гранитоиды; *4* — метагаббро; *5* — массивные серпентиниты; *6* — рассланцованные тальково- и хлорит-карбонатные серпентиниты; *7* — протерозойские гранитоиды; *8* — тектонические нарушения: *а* — локальные, *б* — региональные; *9* — надвиги, сбросы; *10* — зоны тектонических брекчий.

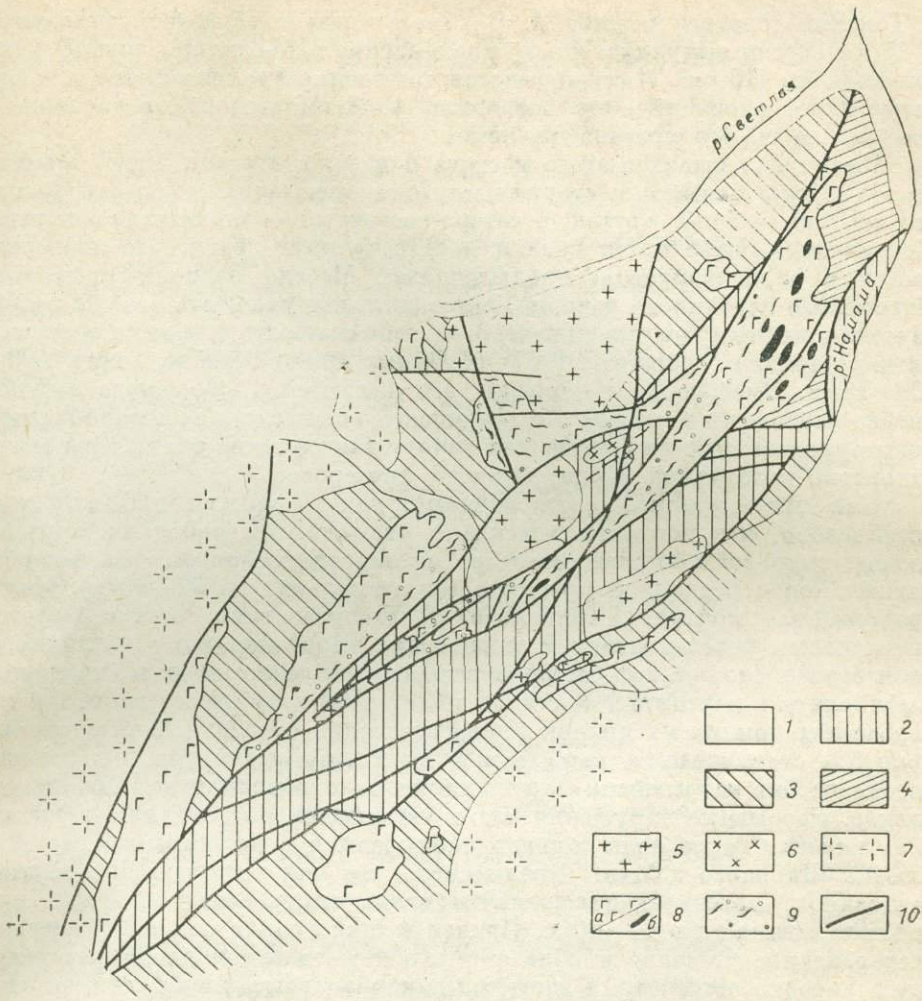


Рис. 4. Схема расположения габброидных интрузий центральной части Баргузинского хребта (Восточное Прибайкалье).

1 — четвертичная система; *2* — известняки нижнего кембрия; *3* — верхнепротерозойские и *4* — нижнепротерозойские отложения; *5* — палеозойские гранитоиды; *6* — мелкие тела субщелочных габброидов; *7* — верхнепротерозойские гранитоиды; *8* — нижнепротерозойские габброиды (*а*) и ультрабазиты (*б*); *9* — зоны интенсивного рассланцевания и гранитизации; *10* — разломы.

ниже более подробно рассматривается ряд наиболее типичных представителей того и другого пояса. Из Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса рассматриваются Шаманский и Парамский гипербазитовые массивы, Витимконский габбро-анортозитовый интрузив, а также дается краткая характеристика других аналогичных базит-гипербазитовых тел этого пояса; приводятся краткие сведения по морфологии и внутреннему строению расслоенных интрузивов Довыренского и Маринкина массивов. Из Селенгино-Каларского базит-гипербазитового пояса описываются гипербазитовые массивы Гольцы и Дархинтуйский, а также Атарханский и Шильдырхейский габбро-анортозитовые массивы.

Морфология и внутреннее строение отдельных массивов

Шаманский массив (рис. 5) — пожалуй, самое крупное гипербазитовое тело среди других аналогичных плутонов Байкальской горной области. Он находится в правом борту р. Витима, в междуречье Талакана

и Таксимы (среднее течение р. Витима), в плане образует удлиненную в 25 км слегка выпуклую линзу при максимальной ширине около 6 км, площадь его 110 км². К северу массив постепенно выклинивается, а к югу имеет тупое окончание, что позволило А. А. Малышеву предположить, что эта часть его срезана разломом.

Изучение контактов этого массива показало, что они имеют пологие (до 45°) углы падения в сторону плутона, отмечено, что юго-западный его контакт — более крутой, а северо-восточный — значительно положе. Контактовые поверхности падают навстречу друг другу, что подчеркивается и аэромагнитными наблюдениями. Массив расположен в зоне Парамского глубинного разлома. Максимальная мощность его, по геофизическим данным, не превышает 3—4 км. Наиболее значительные магнитные аномалии достигают 4000—5000 гамм при средней величине 1500—2000 гамм. Вмещающими породами его являются с юго-запада амфиболитово-карбонатная толща булундинской свиты, а с северо-востока метаморфизованные песчаники и кварциты самокутской свиты. Обе свиты относятся к Муйской серии нижнего протерозоя.

Как предыдущими исследованиями, так и нашими наблюдениями установлено, что контакты массива с вмещающими породами тектонические, сопровождаются зонами дробления серпентинитов, тальк-карбонатных пород различной мощности (от нескольких до 30—40 м). Непосредственный контакт амфиболитов с гипербазитами характеризуется интенсивным рассланцеванием вмещающих пород нередко с возникновением зеркал скольжения, широко развито дробление вмещающих пород. Амфиболиты в контакте в значительной степени хлоритизированы, а в гипербазитах помимо их полной серпентинизации отмечаются интенсивные процессы отальковання, карбонатизации и тремолитизации. Шаманский массив разбит разрывными нарушениями на ряд мелких полигональных блоков. Разрывные нарушения часто сопровождаются зонами дробления и катаклаза. Такие зоны хорошо наблюдаются в водораздельной части ключей Широкого и Мал. Тузалинского, где они встречаются в мелких седловинах, простирающихся почти вдоль гипербазитового тела, при видимой мощности в 40—50 м. Причем в таких зонах оливин обнаруживает облачное угасание и обладает полисинтетическим двойникованием. Здесь нередко встречаются зоны тальк-карбонатных пород того же простирания и почти такой же мощности, что и зоны катаклаза.

При изучении внутреннего строения Шаманского массива в южной его части (бассейн кл. Широкого, высоты 2338 и 1841, правобережье р. Витима выше кл. Мал. Тузалинского) отмечено, что он нацело состоит из серпентинизированных дунитов. Пород с пироксенами в этой части плутона не обнаружено. Однако степень изменения дунитов, как правило, очень высокая, и серпентинизация, включая оталькование, амфиболизацию и карбонатизацию, в этой части составляет в среднем 72% (по разрезу).

Для полной характеристики внутреннего строения южной части Шаманского массива, от высоты 2338 до юго-западного контакта по водораздельной гриве ключей Широкого и Мал. Тузалинского, ниже приводится описание геологического разреза (сверху вниз):

	Мощность, м
Зеленовато-серые плотные серпентиниты, с реликтами оливина до 10%	0—30
Темно-зеленовато-серые, с пятнами магнетита и хромшпинелидов, серпентиниты с карбонатом, оливина около 5%	30—50
Желтовато-зеленые, со светлыми линзами оливина, серпентиниты, оливина около 10%	50—100
Светло-зеленые плотные серпентиниты, оливина около 10%	100—250
Массивные мелкозернистые светло-зеленые серпентинизированные дуниты, оливина больше 30%	250—400
Почти черные мелкозернистые плотные диабазы, участками ин-	

тенсивно рассланцованные	400—440
Светло-серые серпентинизированные дуниты с мелкими хромит-магнетитовыми обособлениями в виде небольших линз (3×10 мм), оливина около 40%	440—480
Светло-серые плотные серпентинизированные дуниты, оливина около 40%, здесь же свалы темно-зеленых (почти черных) хлорит-карбонатных пород	480—550
Более осветленные серпентинизированные дуниты с обособлениями карбоната и мелкими включениями хромшпинелидов, оливина около 35%	550—570
Темно-зеленые мелкозернистые почти массивные серпентинизированные дуниты, оливина около 30%	570—630
Темно-зеленые плотные мелкозернистые серпентинизированные дуниты с карбонатом и тремолитом, оливина около 40%	630—730
Буровато-серовато-зеленые пятнистые мелкозернистые дуниты, *интенсивно серпентинизированные с карбонатом и тремолитом, оливина* около 25%	730—830
Буровато-серые почти массивные мелкозернистые дуниты, интенсивно карбонатизированные, амфиболизированные	830—930
Буровато-серые мелкозернистые серпентинизированные дуниты, оливина около 30%	930—1030
Буровато-серые плотные интенсивно серпентинизированные дуниты с обособлениями магнетита и хромшпинелидов, оливина около 20%	1030—1130
Светлые тальк-карбонатные породы с яркой буровато-красной корочкой выветривания	1130—1250
Темно-зеленые плотные серпентинизированные дуниты, оливина около 30%	1250—1400
Те же, но менее серпентинизированные дуниты и с заметным количеством магнетита и хромшпинелидов, оливина около 60%	1400—1550
Зона бурых рассланцованных почти несерпентинизированных дунитов, оливина около 95%	1550—1700
Темно-зеленые серпентинизированные дуниты, оливина до 30%	1700—2050
Буровато-серый серпентинизированный дунит, серпентин в виде серии тонких темных прожилков, оливина около 40%	2050—2200
Серые серпентинизированные дуниты с карбонатом, оливина около 30%	2200—2350
Серые серпентинизированные дуниты с карбонатом, оливина менее 25%	2350—2500
Зона светлых тальк-карбонатных пород среди серпентинизированных дунитов	2500—2610
Элювиальная россыпь мелкозернистых массивных диабазов среди серпентинитов	2610—2620
Буровато-серые серпентинизированные дуниты с карбонатом, оливина около 30%	2620—3710
Темно-зеленые плотные серпентинизированные дуниты, оливина около 25%	3710—3960
Темно-зеленые плотные серпентинизированные дуниты, оливина около 20%	3960—4060
Темно-зеленые плотные серпентинизированные дуниты, оливина около 15%	4060—4160
Зона интенсивно-рассланцованных бурых дунитов, оливина около 90%	4160—4360
Темно-зеленые плотные серпентиниты с карбонатом, оливина около 15%	4360—4410
Зеленовато-серые серпентин-карбонатные породы, интенсивно отальк ованные с реликтами оливина до 5%	4410—4660
Темно-зеленые плотные серпентиниты с тальком и карбонатом	4660—4860
Темно-зеленые серпентиниты с карбонатом и тальком, оливина до 10%	4860—5060
Более осветленные серпентиниты с тальком, карбонатом и тремолитом, оливина до 15%	5060—5210
Бурые мелкозернистые слабо серпентинизированные дуниты, оливина до 85%	5210—5480
В седловине междуречья ключей Мал. Тузалинского и Широкого отмечены редкие обломки белых кристаллических мраморов	5480—6200

Таким образом, проанализировав представленный выше разрез, можно заключить, что в данной части практически не встречается ультраосновных пород без оливина, хотя степень изменения дунитов (включая сюда

серпентинизацию, оталькование, тремолитизацию и карбонатизацию), как уже отмечено выше, довольно высокая.

Кроме того, по разрезу довольно часто наблюдаются зоны дробления, в которых дуниты превращены в оливиновые сланцы без заметной серпентинизации, что, по-видимому, указывает на «сухой» характер тектонических зон.

Интересно отметить, что нередко в массиве (особенно в бассейне кл. Широкого) наблюдаются овальные блоки 3—5 м² слабо измененных дунитов, окруженных серпентинитовой коркой.

Выявлено также, что общая серпентинизация нарастает к вмещающим породам, и тем не менее краевая часть массива сложена слабо серпентинизированными дунитами. Такие же измененные дуниты наблюдаются в эндоконтактовой части массива по берегу р. Витима, выше кл. Широкого. Из других пород встречаются неправильной формы дайки сильно измененных диабазов мощностью в 10—12 м. В верховье левого притока кл. Широкого среди ультраосновных пород наблюдается элювиальная россыпь светлых аплитовидных гранитов.

Ультраосновные породы массива с пироксеном, по данным Э. Л. Прудовского, В. Н. Мурзина и В. С. Летягина, встречены в северной части, где они образуют довольно мощную полосу в несколько сот метров между краевыми дунитами и центральным ядром. Последний, по данным вышеупомянутых геологов, назван дунит-перидотитовым комплексом. Все выделенные перидотиты в значительной степени серпентинизированы. Э. Л. Прудовским с соавторами (1971) приведен геологический разрез через гору Шаман (2378 м), где встречаются полосы перидотитов в 250—300 м, перемежающиеся с полосами дунитов (до 300 м) и серпентинитов (200 м). Так называемый «полосчатый комплекс» в Шаманском массиве, по данным указанных геологов, выражен не так отчетливо, как в других известных массивах, и переходы между дунитами и перидотитами весьма постепенные.

Таким образом, Шаманский массив вмещается в относительно высокометаморфизованные амфиболовые гнейсы, мраморы и кварциты, имеет серпентинизированное дунит-гарцбургитовое ядро и серпентинитовую оторочку. В массиве отмечается множество тектонических нарушений, сопровождающихся более поздним интенсивным отальковением и карбонатизацией. В нем не обнаружено подводящего канала, он обладает протрузивным характером внедрения.

Сотрудниками Института земной коры Е. Х. Турутановым, В. Г. Актимировым и О. Г. Кальнингом под руководством Ю. А. Зорина были проведены гравиметрические исследования для выявления формы Шаманского и Парамского массивов. По имеющимся в распоряжении автора образцам определена плотность пород, слагающих Шаманский массив. Средняя плотность несерпентинизированных дунитов (11 образцов) составила 3,20 г/см³. Серпентиниты и серпентинизированные дуниты имеют плотность 2,85 см³ (56 образцов). Этот параметр в обеих совокупностях пород обладает нормальным распределением со среднеквадратичным отклонением около 0,075 г/см³. Серпентинизация массива в среднем составляет 70%. На этом основании средневзвешенная плотность на весь массив может быть оценена в 2,97 г/см³. Средняя плотность вмещающих пород, представленных муйской серией, составляет 2,67 г/см³, что близко к среднему объемному весу верхней части земной коры. Последнее значение при количественной интерпретации было принято в качестве стандартного, относительно которого определялись избыточные плотности, создающие гравитационные аномалии.

Над Шаманским массивом обнаружена положительная аномалия силы тяжести, которая в своей западной части несколько шире выходов гипербазитов. При интерпретации предполагалось, что она создается как телом гипербазитов (избыток плотности 0,3 г/см³), так и булундинской свитой,

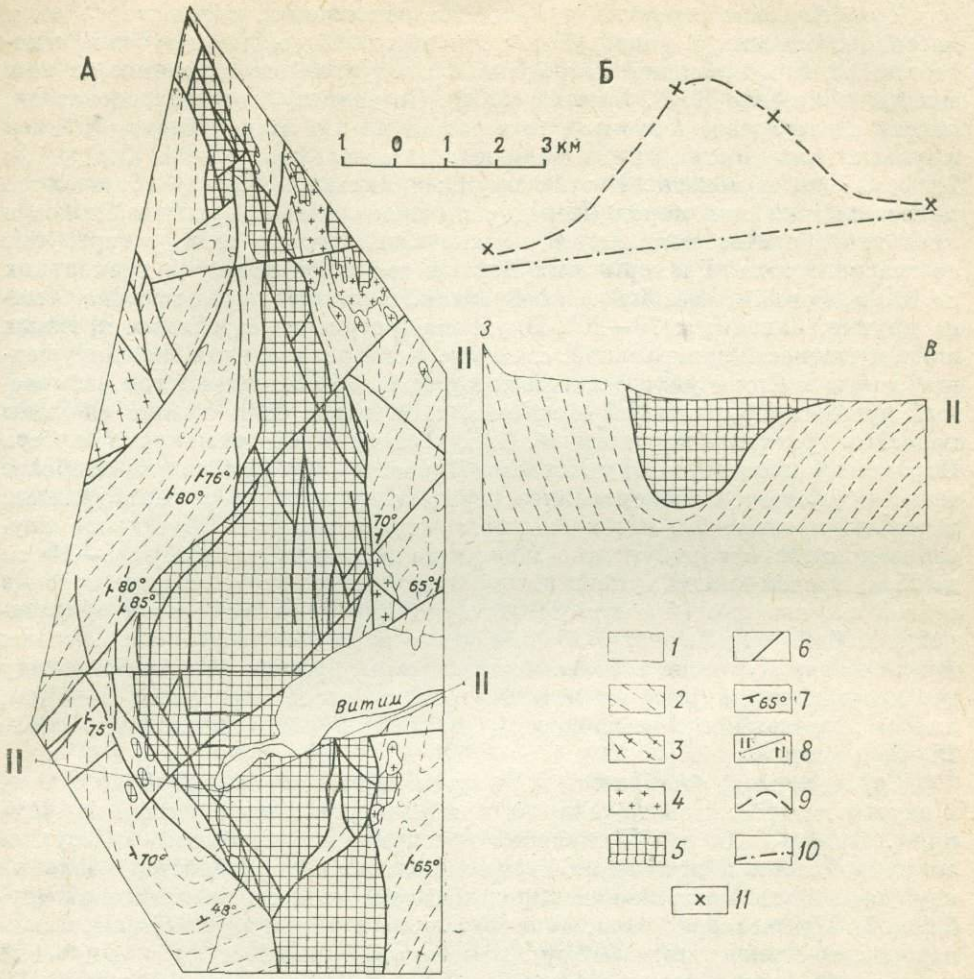


Рис. 6. А — Схема геологического строения Парамского гипербазитового массива. *1* — четвертичные отложения; *2* — муйская серия (нижний протерозой; карбонатные, амфиболовые и кремнистые кристаллические сланцы с прослоями кристаллических известняков); *3* — архейские образования (мраморы и кристаллические сланцы); *4*—протерозойские плагиограниты, гранодиориты и диориты; *5* — Парамский гипербазитовый массив (перидотиты, дуниты, серпентиниты); *6* — разрывные нарушения; *7* — элементы залегания; *8* — положение гравиметрического профиля. *Б* — Схематический разрез через Парамский массив по гравиметрическому профилю. *9* — график аномалий силы тяжести; *10* — график регионального фона; *11* — теоретически рассчитанные значения гравитационной аномалии, создаваемые изображенной на разрезе моделью Парамского массива (избыток плотности 0,3 г/см³).

средняя плотность которой составляет 2,77 г/см³. Результаты подбора изображены на рис. 5. Нижняя граница массива описывается сравнительно пологой вогнутой вниз дугой. Вертикальная толщина тела гипербазитов не превышает 2,3 км. Никакие подводящие каналы гравиметрией не фиксируются.

Парамский массив (рис. 6) находится в пределах известного одноименного порога на р. Витиме, в бассейнах ключей Привального, Крутого, Пановского и Каменного. Это второе по величине гипербазитовое тело в Байкальской горной области, общая длина которого около 20 км при максимальной ширине до 5 км. Контакты его с вмещающими породами резкие, тектонические, обычно сопровождаются мощными зонами катаклаза. Вмещающие породы, по данным К. Г. Башты и А. Ф. Бабкина, представлены амфибол-полевошпатовыми роговиками, филлитовидными и хлорит-серицитовыми сланцами.

Геологическое строение и полезные ископаемые, связанные с этим массивом, описаны в ряде работ, но наиболее подробное изучение с довольно полным описанием морфологии и внутреннего строения, на наш взгляд, приведено К. Г. Баштой (1974). По данным этого исследователя, массив в результате тектоники был разбит на ряд линз и блоков. Размер крупных линз достигает 9,6 × 4 км, а отдельных блоков 3,1 × 1,7; 2,0 × 0,7 км и меньше. В этих крупных линзах и блоках встречаются полосы вмещающих пород. Нередко на продолжении крупных блоков и линз гипербазитов появляются мелкие сателлитовые тела, отторгнутые от главного тела. Размеры этих мелких тел колеблются от нескольких до 100 м, форма их весьма разнообразная. Контакты пород массива обычно крутые, близкие к 70—80°. Внутреннее строение отдельных крупных линз, в частности центральной, сложное. Установлено, что менее нарушенные линзы и блоки ультраосновных пород часто составляют так называемый дунит-гарцбургитовый комплекс, т. е. такие тела обычно сложены полосами дунитов и перидотитов. Так, в максимально расширенной части Парамского массива, между ключами Привальным и Пановским, наиболее четко наблюдается попеременное чередование дунитов и гарцбургитов, и только краевые его части сложены серпентинитами. Детальное изучение дунитов и гарцбургитов позволило выделить полосы от 5—10 см до 25 м, причем иногда дуниты даже составляют субпараллельные прослои в 1—3 см, которые обычно соответствуют линейно-плоскостной ориентировке таблиц пироксена. Наблюдается и обратное чередование мелких прослоев гарцбургитов в более мощных слоях дунитов. Контакты между дунитами и гарцбургитами четкие, зона перехода составляет 1—3 см, иногда меньше. В целом по массиву на долю дунитов приходится около 25—30% всех пород.

Серпентиниты составляют приконтактовую зону шириной до 200 м, а внутри гипербазитового тела они приурочены к тектоническим нарушениям. Правда, как и в Шаманском массиве, здесь наблюдаются «сухие» зоны дробления в отношении серпентинизации и встречаются овальные ядра первичных материнских пород с маломощной серпентинитовой «рубашкой». Помимо серпентинитов встречаются и тальк-карбонатные, тальк-карбонатно-серпентинитовые породы, которые обычно слагают либо краевые части, либо мелкие линзы внутри массива. Иногда вместе с тальк-карбонатными породами, развитыми на контакте, отмечаются зоны лиственитов от нескольких до 500 м и более. Из других жильных тел, пространственно связанных с этим плутоном, встречаются гранит-порфиры, диабазы, диабазовые и диоритовые порфиры. Это жильные образования небольшой мощности (от нескольких сантиметров до 2—5 м), прослеживающиеся на небольшом расстоянии.

Структурно-петрографический разрез верховья кл. Пановского, составленный Э. Л. Прудовским, В. Н. Мурзиным и В. С. Летягиным, показывает, что эта часть Парамского массива сложена полосами то гарцбургитов, то дунитов. Иногда это чередование нечеткое, и зачастую количество пироксенов в отдельных разновидностях варьирует в широком диапазоне (10—40%). Кроме того, по этому же разрезу видно, что все ультраосновные породы массива в различной степени серпентинизированы, а иногда интенсивно рассланцованы с образованием тальк-карбонатных пород. Здесь же встречаются тектонические брекчии вмещающих пород.

Присутствие различных тектонических нарушений, связанных с разделением гипербазитового тела на линзы и блоки, а также диагональных и поперечных подвижек, указывает не только на разделение массива на ряд блоков в горизонтальном положении, но и дает возможность предполагать значительные вертикальные перемещения отдельных линз и блоков. Словом, все это доказывает, что Парамский плутон, подобно Шаманскому, имеет вторичное залегание и протрузивный характер внедрения.

Особенностью данного массива является то, что он разбит на ряд крупных блоков. Гравиметрические исследования, проведенные указанными выше сотрудниками ИЗК СО АН СССР на Парамском массиве, показали, что над этим телом наблюдается аналогичная Шаманскому массиву положительная гравиметрическая аномалия, которая по ширине мало отличается от выходов гипербазитов. Результаты подбора поперечного сечения тела ультраосновных пород изображены на рис. 6. Здесь вертикальная толщина всего гипербазитового массива не превышает 2,1 км. Магмоподводящих каналов, как и в первом случае, не наблюдается.

Молодежнинская группа гипербазитовых тел представляет собой серию сближенных линз, вытянутых согласно вмещающим породам келянской серии.

Молодежнинский массив расположен среди нижнепротерозойских зеленых сланцев, недалеко от юго-западного контакта архейской Южно-Муйской глыбы. Протяженность его около 5000 м, а максимальная ширина 500 м, общая площадь не более 1 км². Массив строго ориентирован вдоль линейных структур нижнепротерозойской келянской серии и является крутопадающим линзовидным телом. К центральной его части приурочено месторождение хризотил-асбеста, окруженное своеобразной каймой серпентинитовых тектонитов. Этот массив помимо серпентинитовых тектонитов сложен в различной степени рассланцованными, развальцованными и смятыми в складки серпентинитами и лиственитами.

В 3,5 км от Молодежного массива находится Юго-Западный массив этой группы, еще меньшей площади, при максимальной протяженности около 4 км и ширине 0,3—0,4 км. Данное тело также интенсивно серпентинизировано без каких-либо остатков первичных минералов (Башта,1974).

Усть-Келянский массив расположен к югу от юго-западной кромки Северо-Муйской глыбы и прослежен почти на 10 км при максимальной ширине до 2,5 км, общая площадь около 12 км².

Этому массиву свойственно блоковое строение. Все блоки сложены лизардитовыми и хризотил-лизардитовыми серпентинитами. В виде небольших ядер встречаются серпентинизированные гарцбургиты.

Все массивы гипербазитов этого пояса залегают преимущественно среди отложений нижнепротерозойской Муйской серии, в составе которой главную роль играют осадочные породы, тесно перемежающиеся с туффитами и эффузивами, превращенными большей частью в довольно высокометаморфизованную толщу. Характерной особенностью этих массивов является чаще всего линзовидная форма и протрузивный способ внедрения, связанный с перемещением их в твердом состоянии.

Перемещение тел гипербазитов в твердом состоянии хорошо иллюстрируется их положением в высокометаморфических образованиях Приольхонья (Юго-Западное Прибайкалье). Здесь в гнейсово-карбонатной толще нижнего протерозоя отмечается множество мелких линз и блоков ультраосновных пород площадью от нескольких десятков до 0,5—0,8 км². Нами установлено, что эти линзы и блоки гипербазитов имеют либо изометричную форму, либо слегка вытянуты по простиранию вмещающих пород. Обычно эти тела встречаются в мраморах, реже в гнейсах и пространственно приурочены к зонам интенсивного дробления. Контакты гипербазитов с вмещающими их образованиями резкие, сопровождаются зеркалами скольжения и довольно мощными (до 10 м) зонами катаклаза, а нередко и милонитизации. В экзоконтактовых частях также широко проявлены процессы эпидотизации. Мраморы и гнейсы обычно облекают тела ультраосновных пород и повторяют направление их контактов, часто с довольно плавными изгибами. Зоны интенсивного дробления эндо- и экзоконтактов гипербазитов сопровождаются серией ветвящихся кварц-полевошпатовых жил. В разрезе мелкие блоки гипербазитов нередко выклиниваются на глубину, включают клинья и останцы вмещающих пород. Так же, как и в плане, в разрезе наблюдаются небольшие линзы (20—30 м²) гиперба-

зитов, согласно залегающие во вмещающей метаморфической толще (рис. 7).

С телами гипербазитов пространственно ассоциируют габброидные массивы, являющиеся типичными членами офиолитовой ассоциации Байкало-Муйского пояса. Они представлены Витимконским, Янгудским, Ирокиндинским, Кедровским плутонами, а также рядом более мелких тел, чаще всего ксенолитов в гранитоидах. Ниже дается описание морфологии и внутреннего строения Витимконского интрузива, как наиболее типичного представителя этого ряда.

Витимконский габброидный массив (рис. 8) входит в состав Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса, имеет близкую пространственную связь с гипербазитами Шаманского и Парамского массивов, залегает также в Муйской серии кремнисто-карбонатных отложений и метаморфизованных вулканитов. Массив представляет собой одну из крупных базитовых интрузий Байкальской горной области, приуроченную к Усть-Тулдунскому глубинному разлому, находится между ключами Витимкон и Бол. Тузалинский. Витимкон — левый приток р. Бамбуйки, впадающий в нее в приустьевой части. Ключ Бол. Тузалинский впадает слева в р. Витим в ее среднем течении, выше Муйской депрессии. Вмещающими породами массива является кедровская свита нижнего протерозоя, представленная различными метаморфизованными песчаниками, сланцами, карбонатными породами, гнейсами и амфиболитами. Данный интрузив во многих местах прорван гранитоидами, представленными главным образом разнозернистыми биотитовыми и биотит-мусковит-амфиболовыми гранитами.

В плане Витимконский массив имеет слабо вытянутую в северо-восточном направлении округлую форму, общая площадь его около 90 км^2 при максимальной длине 14 и ширине 7 км. Этот интрузив приурочен к осевой части синклинальной структуры и почти согласно залегает с вмещающими нижнепротерозойскими образованиями. Углы падения контактов крутые — 50—70°, а иногда 75—80°. С северо-запада он срезан интрузией вышеуказанных гранитов, конфигурация южного контакта в правобережной части довольно сложная.

Внутренняя структура массива характеризуется слабо асимметричным строением. Юго-западный эндоконтакт представлен главным образом мелано- или мезократовыми габброидами, которые нередко гранитизированы. Здесь же иногда встречаются дайки диабазов, рассекающие габброиды, но, в свою очередь, также прорванные гранитами, из-за чего в контактовой части диабазы также интенсивно гранитизированы. К центру массива меланократовые разности постепенно сменяются на более лейкократовые, вплоть до анортозитов. Чаще всего все эти взаимопереходы довольно постепенные, и только линзы и полосы меланократовых габбро и габбро-пегматитов переходят либо в габброиды, либо в габбро-анортозиты относительно резко.

Для более полного представления о структуре Витимконского массива ниже приводится краткое геологическое описание его внутреннего строения, сделанное нами по наиболее обнаженным участкам левобережной части кл. Витимкон, а также водораздельной части ключей Нов. Якша и Бол. Тузалинского.

	Мощность, м
Разрез по кл. Витимкон (сверху вниз):	
Левый борт руч. Витимкон против устья кл. Стар. Якша. Коренные выходы эпидот-пироксен-плагиоклазовых роговиков с прослойками известняков, переходящие в полосу амфиболитов	0
Элювиальная россыпь меланократовых сильно амфиболизированных габбро, близких к горнблендитам	0—100
Зона сильно гранитизированных окварцованных основных пород. Отмечаются участки интенсивного рассланцевания мощностью до 5 м	100—900
Коренные выходы гранитизированных габбро, местами рассланцованных	900—1150
Коренные выходы обохренных мезократовых габброидов . . .	1150—1250

Обнажение мелкозернистых темно-серых диабазов, сменяющихся измененными габброидами . . . . . 1250—1280

Обнажение слабо обохренных габброидов . . . . . 1280—1580

Выходы габброидных пород, в различной степени насыщенных темноцветными минералами; переходы из одной разновидности пород в другую постепенные. В лейкократовых разностях наблюдается довольно четкая ориентировка пироксенов. В обнажении прослеживаются три зоны разрывных нарушений, где отмечается интенсивное рассланцевание габброидов, мощность зон соответственно 4; 8,5 и 11 м, зоны имеют почти вертикальное падение, простирание северо-восточное . . . . . 1580—1720

Обнажение габброидов, рассеченное серией жил диабазов, мощностью от 1,2 до 6 м. Жилы диабазов имеют неправильную ветвистую форму. Контакты с габброидами резкие . . . . . 1720—1760

Коренное обнажение габброидов. По разрезу постоянно наблюдается перемежаемость то лейкократовых разностей, то меланократовых, переходы постепенные. На этом участке среди меланократовых габбро наблюдаются полосы в виде линз 1—5 м мощностью, обохренных оруденелых разновидностей основных пород . . . . . 1760—2050

Коренное обнажение диабазов, переходящих в сильно рассланцованные разности с зонами почти неизмененных пород . . . . . 2050—2200

Зона от мелко- до крупнозернистых гранитизированных габбро 2200—2700

Коренные выходы вначале слабо гранитизированных габбро, переходящие в неизмененные габброиды . . . . . 2700—3040

Неизмененные габбро вновь переходят в слабо гранитизированные гнейсовидные диабазы . . . . . 3040—3290

Гранитизированные диабазы рассекаются серией жил от 2—3 м до 1—2 см и даже 2—3 мм мощности гранитоидов, при этом наблюдаются в диабазах крупные линзовидные обособления кварц-полевошпатового состава . . . . . 3290—3520

Диабазы сменяются также окварцованными габброидами, местами приобретающими явно гнейсовидный облик, часто сильно осветленными за счет гранитизации . . . . . 3520—4310

Зона интенсивно рассланцованных, почти до темно-зеленых сланцев по габбро, пород . . . . . 4310—4320

Неизмененные, местами слегка осветленные габброиды . . . . 4320—5230

Вначале слабо гранитизированные гнейсовидные габброиды с зонами (до 1,5 м) сильно рассланцованных основных пород, превращенных в зеленые сланцы, затем полоса гранитизированных габбро, переходящих в гранодиориты и граниты. Жилы гранитов достигают 12—15 м . . . . . 5230—6120

Обнажение мелкозернистых серых габбро-диабазов с обособлениями линзовидных порфиробласт полевого шпата . . . . . 6120—6600

Те же габбро-диабазы с участками слабой гранитизации. В 7200 м среди габбро-диабазов отмечаются кварц-полевошпатовые жилы неправильной формы, до 3 м мощности интенсивно обохренные . . . 6600—7230

Габбро-диабазы с серией мелких кварц-полевошпатовых жил, с интенсивной гранитизацией и жилами гранитов . . . . . 7230—7530

Обнажение габбро-диабазов, рассеченное жилой гранитов. Контакты резкие, с многочисленными апофизами светлых гранитов в габбро-диабазах . . . . . 7530—7780

Обнажение серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников местами слегка рассланцованных 7780

Разрез по водораздельной части ключей Нов. Якша и Бол. Тузалинского (с северо-запада на юго-восток):

Мощность, м

Водораздельная часть ключей Аташкан и Нов. Якша. Элювиально-делювиальные свалы мелкозернистых двуслюдяных очковых гнейсов, амфиболитов, мигматизированных роговиков и гнейсогранитов . . . . . 0—600

Водораздел ключей Бол. Тузалинского и Нов. Якша. Среди вышеописанных пород отмечаются элювиальные свалы габбро-амфиболитов . . . . . 600—650

Контакт массива с вмещающими породами. В экзоконтакте интенсивно-мигматизированные гнейсы с реакционными каймами вокруг жилообразных обособлений гранита. По непосредственному контакту — жила диабаза. Эндоконтактовая зона массива представлена полосой в 0,5 м микродиорита, переходящего в крупнозернистое габбро, рассеченное 1, 5-метровой жилой диабаза. В габбро отмечаются участки слабой гранитизации, которая через 5 м переходит в ветви-

сты жилообразные обособления гранитов в виде серии прожилков в 0,1—0,3 м мощности . . . . . 650—670

Зона меланократовых от средне- до крупнозернистых габбро 670—690

Зона слегка гранитизированных габброидов . . . . . 690—1400

Среднезернистые серые габброиды, рассеченные серией субпараллельных или взаимно пересекающихся прожилков тектонитов, иногда эти прожилки переходят в тончайшие проводники (см. Приложение, фиг. 1). Мощность прожилков от нескольких сантиметров до миллиметров . . . . . 1400—1430

Зона слабой гранитизации мезократовых габброидов с участками осветления, которые сменяются на полосчатые и лейкократовые разности с первичной трахитоидностью . . . . . 1430—1465

Лейкократовые габбро, переходящие в мезократовые с серией мелких реакционных прожилков (менее 2 мм мощностью) пироксенитов . . . . . 1465—1585

Мезократовые габбро, перемежающиеся с лейкократовыми габбро; последние переходят в полосы габбро-анортозитов мощностью до 20 м, переходящие в мономинеральные анортозиты . . . . . 1585—1670

Полоса габброидов, в которой в виде пегматоидных обособлений отмечаются линзы 0,2—0,3×1—1,2 м габбро-пегматитов . . . . . 1670—1690

Полоса мезократовых от мелко- до среднезернистых габбро, иногда с небольшими обособлениями габбро-анортозитов. Переходы постепенные . . . . . 1690—2340

Среди мезократовых среднезернистых габбро встречена зона горнблендитов. Переходы резкие . . . . . 2350—2370

Вышеуказанные горнблендиты переходят в широкую полосу от крупно- до гигантозернистых габбро-пегматитов или пегматоидных габбро . . . . . 2370—2800

Полоса серых от мелко- реже до крупнозернистых габбро . . . 2800—3400

Серые среднезернистые габбро . . . . . 3400—3600

Среди габброидов вновь полоса габбро-пегматитов . . . . . 3600—3900

На данном интервале повсеместно отмечаются от средне- до крупнозернистых светлые, иногда сахаровидные анортозиты, пироксен почти не встречается . . . . . 3900—5400

Полосы лейкократовых габбро с тончайшими (до 0,3 см) прожилками анортозитов . . . . . 5400—5800

Полоса мезократовых габбро, переходящая в меланократовые разности, иногда с довольно интенсивной рудной минерализацией и значительной обохренностью . . . . . 5800—6100

Сопоставляя представленные разрезы, нетрудно заметить, что они существенно различаются, хотя и характеризуют геологию и вещественный состав одного и того же массива. Для разреза левобережной части р. Витимкона характерно присутствие главным образом мезократовых габброидов с небольшими обособлениями мелано- и лейкократовых разностей. Здесь широко проявлены процессы гранитизации пород массива, которые связаны с воздействием на первичные породы гранитных расплавов. Кроме того, в этой части массива очень часто встречаются дайковые и жильные тела различной мощности диабазов и габбро-диабазов, явно рвущие породы массива. Диабазы и габбро-диабазы порою также довольно сильно гранитизированы. В разрезе, сделанном по центральной части массива, преимущественно преобладают мезократовые разности габброидов, а непосредственно ядро массива сложено лейкократовыми разностями с большими полями габбро-анортозитов и анортозитов. В этом разрезе нередко встречаются поля габбро-пегматитов или пегматоидных габбро различных размеров и попеременной мощности. Процессы гранитизации здесь тоже имеют место, но проявлены значительно слабее и так же тесно связаны с жилами и небольшими рвущими телами гранитоидов.

Наблюдения над взаимоотношениями пород массива с вмещающими кремнисто-карбонатными образованиями показывают, что контакты у них обычно резкие магматические, как правило, сопровождаются зоной послойных мигматитов габброидов в приконтактовой части. Нередко габброидный материал выделяется в виде серии тонких жил то с резкими, то с расплывчатыми переходами. В этих участках наблюдается сочетание резких контактов и постепенных переходов. Такой характер переходов

Рис. 7. Схематическая блок-диаграмма. Нижнепротерозойские высокометаморфизованные гнейсово-карбонатные образования с линзами гипербазитов. Юго-Западное Прибайкалье (береговые обнажения оз. Байкала в районе Мал. Моря).

1 — кварц-полевошпатовые жилы; *2* — гипербазиты; *3* — амфиболиты; *4* — биотитовые гнейсы; *5* — мраморы; *6* — зоны дробления в гипербазитах; *7* — зоны дробления в метаморфических породах; *8* — элементы залегания.

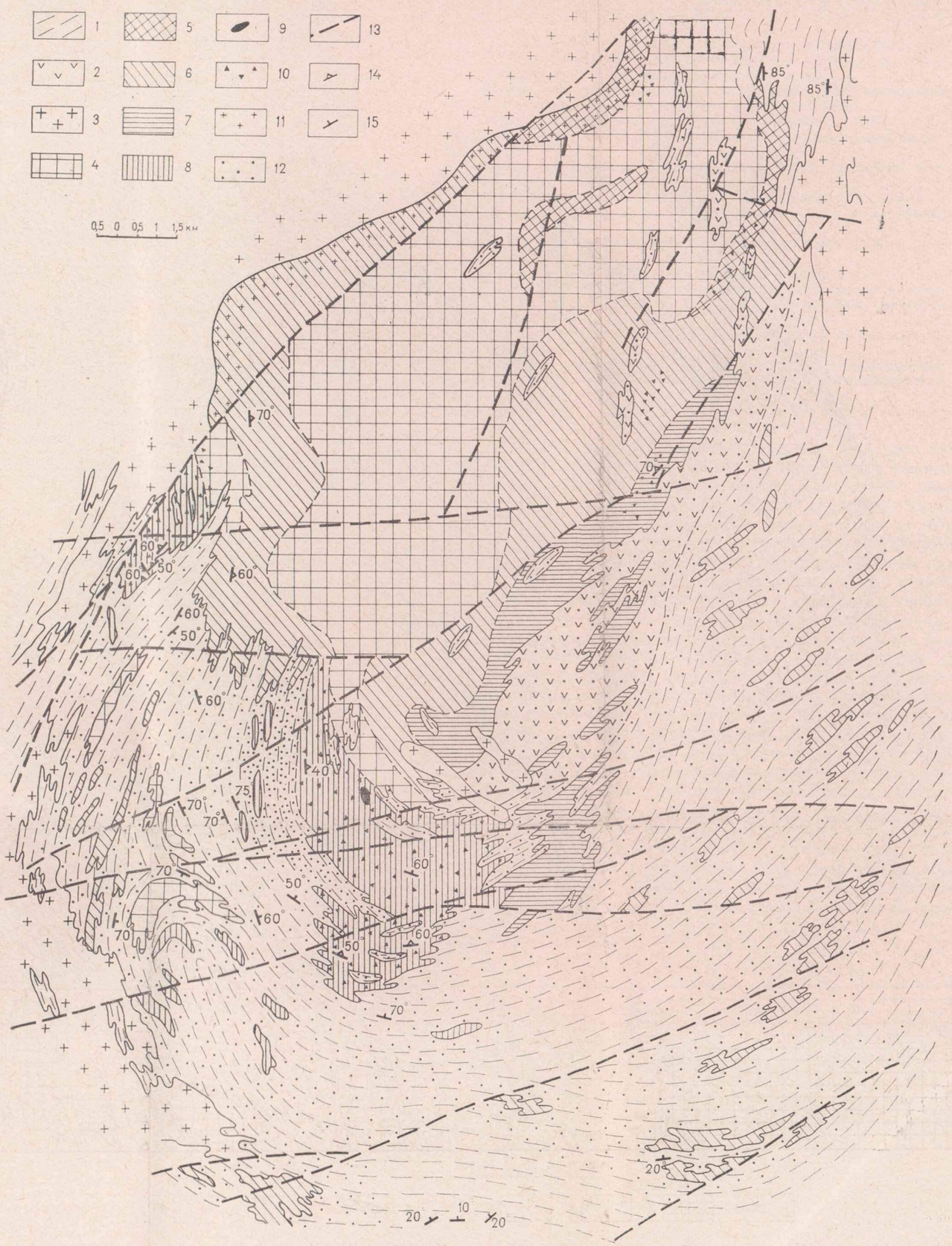


Рис. 8. Схема геологического строения Витимконского массива. Составлена с использованием материалов Э. Л. Прудовского и В. С. Летягина (1972).

1 — 2 — нижнепротерозойские образования: *1* — двуслюдяные метаморфизованные песчаники и алевролиты; *2* — амфиболиты; *3* — граниты; *4* — анортозиты и габбро-анортозиты; *5* — пегматоидные лейкократовые габбро; *6* — мезократовые габбро; *7* — амфиболизированные габбро; *8* — габбро-нориты, оливиновые габбро; *9* — плагиоперидотиты; *10* — вкрапленная титаномагнетитовая минерализация; *11* — зоны гранитизации; *12* — зоны пироксен-плагиоклазовых пород; *13* — разрывные нарушения; *14* — элементы трахитоидности; *15* — элементы залегания.

придает экзоконтактовой зоне массива вид послойных и ветвящихся мигматитов.

Площадное соотношение ультраосновных пород (плагиоперидотитов и горнблендитов) с основными в массиве меньше чем 1 : 50.

Янгудский массив (см. рис. 22) находится на южном склоне Делюн-Уранского хребта в бассейне р. Янгуды, впадающей в р. Витим в ее среднем течении. Ранее этот массив автором (1974) ошибочно, хотя и предположительно, был отнесен к габбро-перидотитовой формации. Учитывая его геолого-структурное положение, вещественный состав и характер преобразования, нам представляется, что эта интрузия также входит в состав габбро-анортозитовой формации Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса.

Массив занимает площадь около 20 км^2, располагается в зоне развития глубинных разломов. Северо-восточный контакт массива с вмещающими карбонатно-осадочными отложениями нижнего кембрия является тектоническим, на юго-западе он представлен переходной зоной осветленных гранитизированных габброидов.

Неизмененных основных пород сохранилось очень мало и они встречаются в виде габбро и габбро-норитов в северо-восточной части массива. Ультраосновные породы представлены пироксенитами и серпентинитами и занимают весьма ограниченное место среди габброидов.

Из других габброидных массивов этого пояса следует отметить Ирокиндинский, Кедровский, небольшую группу габброидных тел в Северном Прибайкалье (бассейны рек Чаи, Рели, Слюдянки), относительно крупные базитовые массивы в междуречье Намамы, Светлой и Томпуды из центральной части Баргузинского хребта, мелкие тела габброидов бассейна р. Кабаней из Восточного Прибайкалья и Приольхонья. Сюда же, по-видимому, следует относить и мелкие тела — ксенолиты в гранитоидах бассейна среднего течения р. Витима. Большинство перечисленных массивов обычно имеют округлую форму и одинаковое внутреннее строение. Для них характерна титановая минерализация, иногда с обособлением крупных зон и жил титаномагнетит-ильменитовых руд.

Особый интерес представляют довольно своеобразные обнажения основных пород в Северо-Западной оконечности оз. Байкал, на мысе Тонком.

Основные породы мыса Тонкого в виде серии коренных обнажений вдоль береговой линии оз. Байкал представлены различными то свежими, то сильно измененными, местами гигантозернистыми габбро и габбро-пегматитами, которые довольно часто интенсивно раздроблены, перемяты, иногда превращены в ортосланцы. Причем все эти породы нередко рассечены мелкими ветвящимися жилами диабазов (см. Приложение, фиг. 2). Вдоль зон дробления отмечаются частые дайки гранит-аплитов, которые в отдельных местах также слабо разгнейсованы. Иногда жилы гранит-аплитов находятся либо в зонах дробления, либо на контакте этих зон с пегматоидными габбро. Контакты их с габброидами резкие, отчетливо видны мелкие жилки аплитов, рассекающие пегматоидные габбро. В пегматоидных габбро нередко наблюдаются крупные линзообразные обособления кристаллов амфиболизированного пироксена, достигающего 20 см по длинной оси и 10 см в поперечнике (см. Приложение, фиг. 3, рис. 9). В крупных амфиболизированных кристаллах пироксена отмечаются бесформенные обособления полевого шпата. В контакте с гранитоидами основные породы интенсивно амфиболизированы и рассланцованы, местами до сланцев. Характер взаимопереходов этих пород можно проследить на представленных геолого-петрографических разрезах (рис. 10, 11).

Не исключено также, что Озерский массив, петрографическая характеристика которого в свое время была дана Е.В.Павловским, А.И.Цветковым (1938), также относится к этому же формационному типу габброидных интрузивов. В этом массиве широко проявлены процессы диоритизации и сиенитизации габброидов.

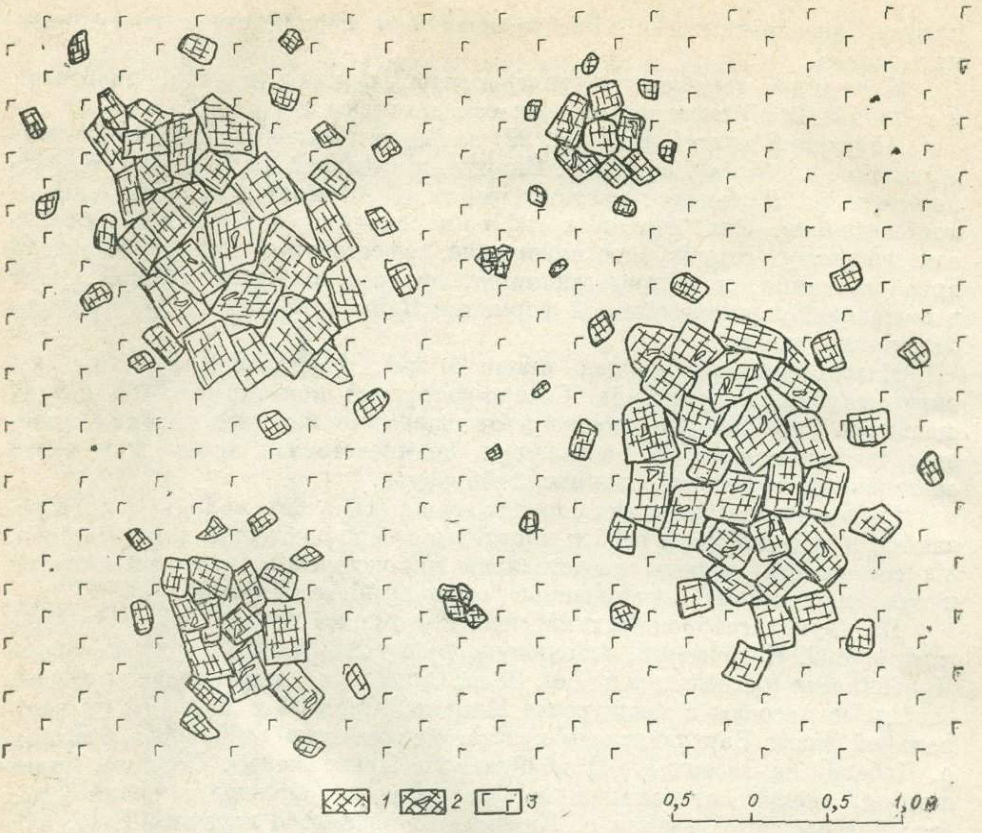


Рис. 9. Гигантозернистые габбро-пегматиты мыса Тонкого.
1 — кристаллы амфиболизированного пироксена; *2* — то же, с обособлениями плагиоклаза; *анортозит.*

Как отмечалось выше, помимо перечисленных массивов в Байкало-Муйском базит-гипербазитовом поясе встречен ряд дифференцированных расслоенных интрузивов, таких как Довыренский, Чайский, Маринкин. В качестве примера ниже кратко рассматриваются Довыренский и Маринкин массивы. Описание других массивов такого типа можно найти в монографиях С. А. Гурулева, К. С. Самбуева (1967), Ф. П. Леснова (1972) и др.

Довыренский массив находится в верховьях рек Тыи и Олокита. Морфология и внутреннее строение этого межпластового силлоподобного тела были детально описаны в целом ряде статей и монографий автора и других исследователей (Грудинин, 1963, 1965, 1976; Гурулев, 1965). Напомним лишь, что массив имеет резко асимметричное строение, обусловленное тем, что в лежачем боку его находятся дуниты и перидотиты, а в висячем — габброиды и диориты. Центральная часть массива характеризуется широким развитием оливиновых габбро, габбро-троктолитов и троктолитов (рис. 12). Соотношение ультраосновных пород с основными приблизительно равно 1 : 5. Для этого массива, что неоднократно отмечалось и ранее, характерна полосчатость, выраженная в закономерной смене меланократовых оливин-пироксеновых слоев на лейкократовые, состоящие почти полностью из плагиоклаза (см. Приложение, фиг. 4). При детальном изучении подобной полосчатости выявлено, что она многократно повторяется и, как правило, имеет асимметричный характер. Нижние полосы состоят из оливина, редко моноклинного и в меньшей степени ромбического пироксенов, количество которых постепенно уменьшается и слой переходит в плагиоклазовую разность. Затем плагиоклаз

вновь резко сменяется на оливин и пироксены, снова происходит постепенное исчезновение салической составляющей породы, последняя приобретает меланократовый облик. Такое чередование бывает многократным. Нередко наблюдаются более четкие светлые жилообразные слои в темном субстрате. Эти полосы иногда образуют ряд причудливых изгибов и складок, отмечаются участки, где видно срезание одних слоев другими. В поле широкого развития троктолитов и оливиновых габбро расслоенность практически отсутствует. Вообще элементы расслоенности наиболее контрастно проявлены в зоне перехода дунитов и перидотитов к различным габброидам, т. е. интенсивная расслоенность приурочена к центральной части массива. Образование различного рода «складок», жилообразных слоев, срезание этих слоев (см. Приложение, фиг. 5, 6) происходило, по-видимому, во время кристаллизации массива. Наличие подобных структур во внутреннем строении массива следует объяснить, как нам представляется, изменением положения самой магматической камеры в момент ее становления, с последующим сползанием слоев в полузакристаллизованной массе. Наряду с асимметричной полосчатостью (см. Приложение, фиг. 7) наблюдается четкая трахитоидность, обусловленная субпараллельным расположением лейст плагиоклаза (см. Приложение, фиг. 8).

В экзоконтактовой части лежачего бока интрузива отмечается серия субпараллельных даек пикритовых диабазов, которые сопровождают массив, имеют с вмещающими породами рвущие контакты, в них так же, как и в породах массива, наблюдается то редкая, то интенсивная пирротин-пентландитовая минерализация.

Маринкин массив находится в бассейне одноименного ключа, впадающего справа в р. Тулдунь, левый приток р. Витима, выше Муйской депрессии. Этот массив

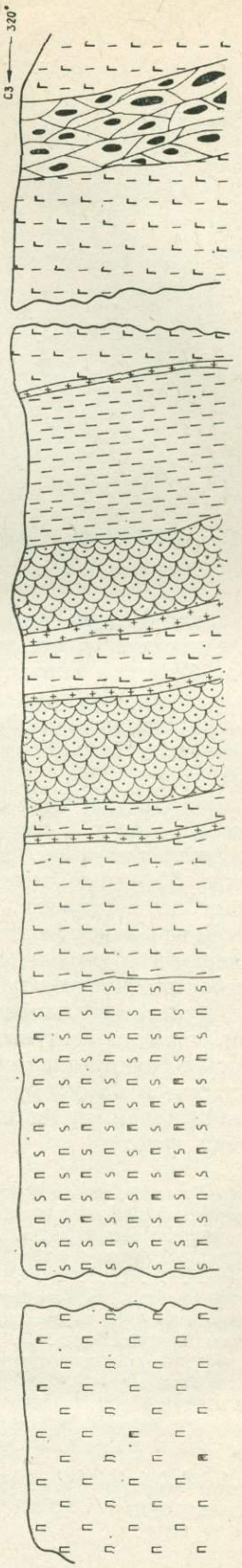


Рис. 10. Геологический разрез по юго-западному берегу оз. Байкал на мысе Тонком (Северо-Западное Прибайкалье).
1 — плагиоперидотиты; *2* — серпентинизированные плагиоперидотиты; *3* — гнейсовидные габбро и троктолиты; *4* — зоны интенсивного дробления габброидов; *5* — катаклазиты габброидов; *6* — зоны милонитов; *7* — аплитовидные граниты.

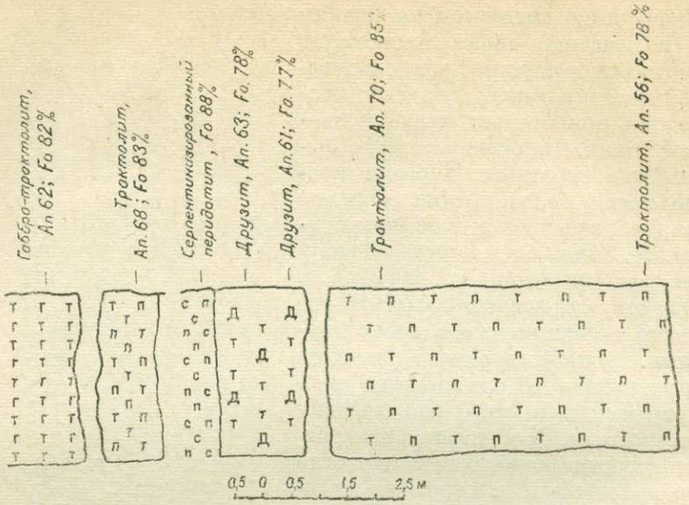
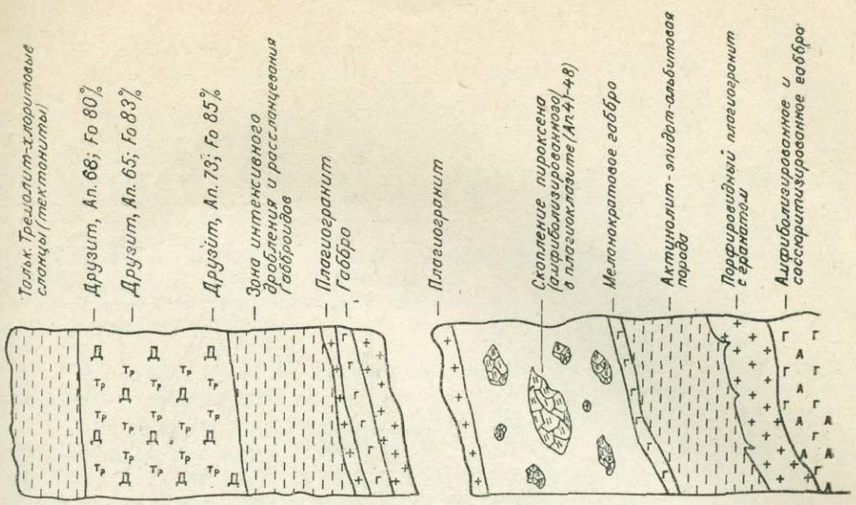


Рис. 11. Геолого-петрографический разрез северо-западного берега



оз. Байкал на мысе Тонком (Северо-Западное Прибайкалье).

контролируется зоной Келяно-Ирокиндинского разлома северо-восточного простирания, являющейся частью зоны глубинных разломов, где размещается Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс. Интрузив прорывается почти со всех сторон более молодыми гранитоидами, в отдельных местах прорывает нижнепротерозойские отложения нижнегорбылокской свиты, представленной метаморфизованными основными и кислыми эффузивами (рис. 13).

Массив в плане образует тело сложной формы северо-западного простирания. Длина его около 6 км, максимальная ширина около 4 км, общая площадь 11 км². Учитывая, что в долине кл. Маринкина обнажаются метаморфизованные эффузивы, можно сделать заключение, что интрузив полностью вскрыт по вертикали.

Отличительной особенностью этого массива является его своеобразное внутреннее строение, заключающееся в том, что он состоит главным образом из троктолитов, плагиодунитов и дунитов, центральная часть сложена преимущественно дунитами и плагиодунитами, а северо-западная — всеми разновидностями, начиная от дунитов и кончая лейкократовыми троктолитами. В контакте с гранитоидами наблюдается полоса цоизитовых пород.

Ниже предлагается разрез от северо-западного контакта, составленный нами по линии канав к высоте 1708 м, сделанный поперек Маринкина массива (снизу вверх):

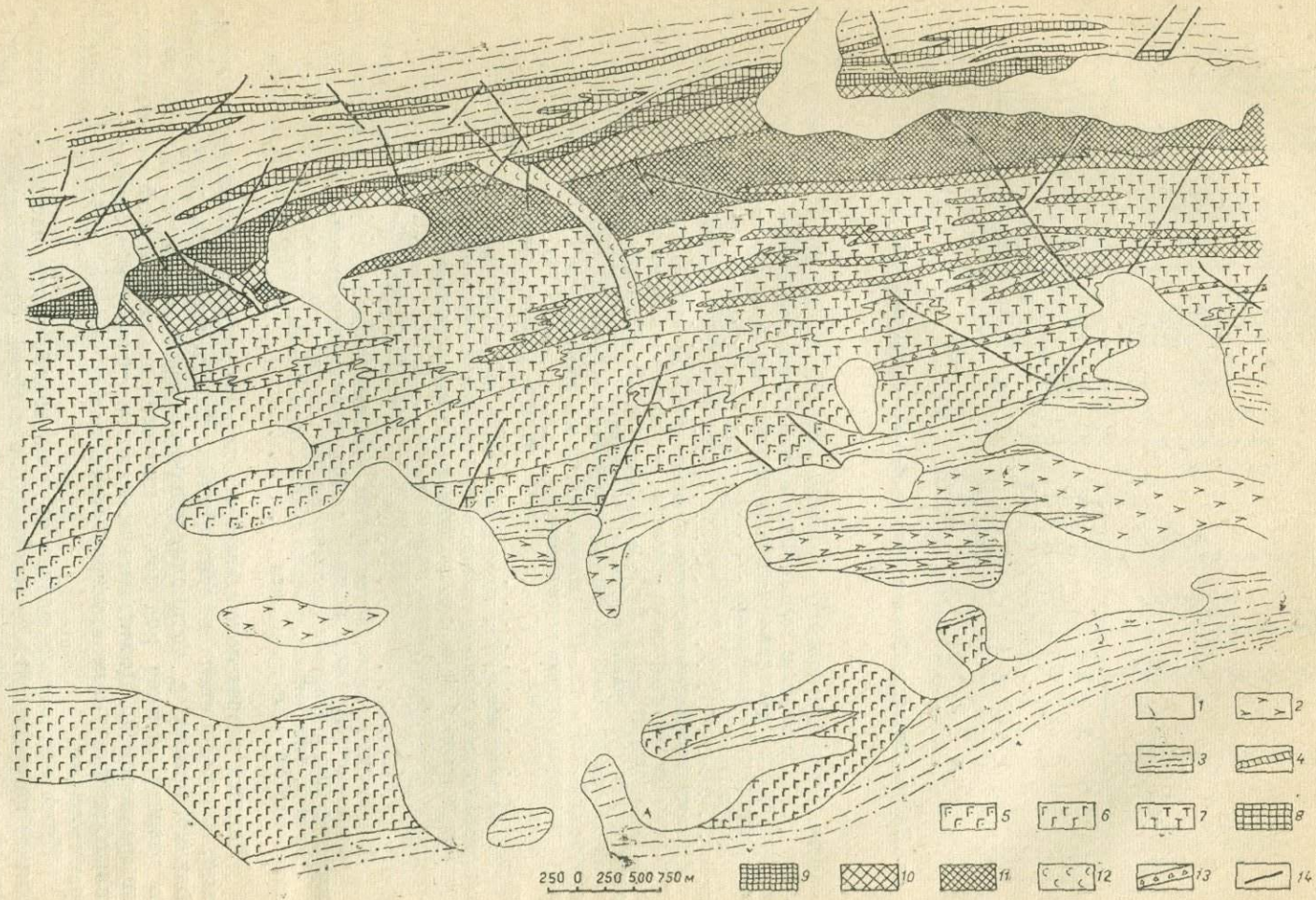
	Мощность, м
Среднезернистые светло-серые цоизитовые породы с участками зеленовато-серых плотных серпентинитов, серпентин-актинолитовых и серпентин-тремолит-тальковых пород	0—100
Темно-серые, местами почти черные плотные хризотил-антигоритовые серпентиниты	100—110
Светло-, зеленовато-серые среднезернистые мезократовые троктолиты, участками амфиболизированные и цоизитизированные	110—136
Темные плотные серпентиниты	136—172
Среднезернистые мезократовые светло-коричневые троктолиты. В троктолитах отмечаются линзообразные скопления плагиодунитов. Линзы дунитов по простиранию совпадают с простиранием массива	172—200
Перемежаемость среднезернистых мелано-, мезо- и лейкократовых троктолитов, мощность полос от нескольких десятков сантиметров до 6—8 м	200—245
Среднезернистые светло-коричневые мезократовые и меланократовые троктолиты, плагиодуниты	245—290

Плагиодуниты, мелано- и мезократовые троктолиты; мощность полос от 1—2 до 10—12 м. Контакты постепенные, отдельные прослои меланократовых троктолитов и плагиодунитов содержат пирротин-пентландитовую вкрапленность	290—350
Полоса преобладающих темно-коричневых плагиодунитов и дунитов	350—395
Полосы плагиодунитов, мелано- и мезократовых троктолитов с участками интенсивной серпентинизации, мощность зон серпентинизации колеблется от 2—3 до 8—12 м. В интервале 520—550 м наблюдается полоса сульфидной вкрапленности (пирротин-пентландитовая)	395—617
Темно-серые, почти черные среднезернистые плагиодуниты. Интервалы 693—715 и 725—775 м характеризуются густовкрапленным пирротин-пентландитовым оруденением	617—775
Темно-коричневые, коричневато-серые, мелано- и мезократовые троктолиты	617—640
Чередование неширокихполос дунитов и плагиодунитов с более мощными полосами лейко- и мезократовых троктолитов. Мощность прослоев дунитов до 20 см, а троктолитов до 50 см, контакты между дунитами и троктолитами относительно резкие	775—790
Полосы серпентинизированных дунитов и меланократовых троктолитов	790—860
Темно-серые, темные, почти черные, серпентиниты	860—930
Серпентинизированные дуниты и плагиодуниты с полосами цоизитизированных и цоизит-актинолитизированных троктолитов	930—1030
Дуниты, серпентинизированные дуниты, серпентиниты, цоизит-актинолитизированные троктолиты	1030—1270

Данный разрез показывает, что породы массива представлены дунитами, плагиодунитами и троктолитами. Иногда наблюдаются зоны серпентинизированных и актинолит-цоизитизированных пород. Кроме того, по разрезу отмечен ряд зон с пирротин-пентландитовой вкрапленной минерализацией. Цоизитовые породы, встреченные в начале разреза, являются продуктом взаимодействия пород массива с более молодыми гранитоидами.

Ниже приводится разрез по центральной части массива, заимствованный из работы Э. Л. Прудовского и М. И. Грудинина (1971) (снизу вверх):

	Мощность, м
Преимущественно серпентин-тремолитовые породы, пятнистые серпентиниты, реже слабо серпентинизированные дуниты и плагиодуниты	0—180


1
2
3
4
5
6
7
8
250 0 250 500 750 м
9
10
11
12
13
14

Цоизит-тремолитовые и цоизит-серпентиновые породы по троктолитам	180—220
Черные серпентинизированные дуниты	220—300
Чередование коричневых дунитов и плагиодунитов с преобладанием первых	300—400
Серпентинизированные дуниты и серпентиниты	400—430
Коричневые дуниты, реже плагиодуниты	430—520
Троктолиты	520—550
Дуниты и плагиодуниты	550—600
Коричневые среднезернистые троктолиты	600—630
Крупнозернистые дуниты	630—800
Плагиодуниты и троктолиты	800—850
Темные плагиодуниты. В конце интервала отмечается сульфидная пирротин-пентландитовая вкрапленность	850—1000
Темные серпентинизированные дуниты	1000—1050
Черные серпентиниты	1050—1150

В разрезе по этой части преимущественно развиты дуниты и плагиодуниты с небольшими зонами постмагматического преобразования.

Оба разреза характеризуют внутреннее строение левобережной части Маринкина массива и дают ясное представление о том, что его породы сложены главным образом двумя породообразующими минералами — оливином и плагиоклазом, если не считать других постмагматических минералов. Это, пожалуй, самая яркая особенность Маринкина массива, по сравнению с другими габбро-перидотитовыми массивами.

В отдельных обнажениях водораздельной части массива, а особенно в крупных глыбах полосчатых троктолитов с отпрепарированной поверхностью в русле кл. Маринкина, часто наблюдается не только попеременное чередование мелано- и лейкократовых слоев. Эти слои, подобно тем, которые наблюдались в наиболее расслоенной части Довыренского массива, нередко имеют частую перемежаемость, асимметричное строение, а также пологие и крутые изгибы в виде серии складок (рис. 14). Не исключено, что эти слои деформировались в пластическом состоянии, т. е. когда расплав еще не окончательно закристаллизовался.

Образование подобных изгибов, складок и даже срезание их, по-видимому, следует объяснить перемещением расплавов в процессе его кристаллизации, что подтверждается также присутствием трахитоидных текстур.

Формирование дунитов и троктолитов Маринкина массива, как, впрочем, и расслоенной серии Довыренского интрузива, происходило одновременно и вряд ли можно согласиться с рядом исследователей, которые разделяли этапы формирования этих плутонов на ряд интрузивных фаз. Предположение об одновременном формировании этих массивов основывается на постепенных взаимопереходах всех разновидностей пород того и другого массивов, а также на особенностях вещественного состава, о чем будет сказано ниже.

Чайский массив подробно изучался С. А. Гурулевым, К. С. Самбуевым (1967) и Ф. П. Лесновым (1972). Мы не будем останавливаться на детальном разборе его морфологии и внутреннего строения, а интересующихся адресуем к вышеуказанным трудам. Согласно данным Ф. П. Леснова, этот плутон «разделяется как бы на две равные по размерам и различные по своему строению части» (Леснов, 1972, с. 26). В дальнейшем эти части автор называет Северным и Южным массивами. Судя по описанию внутреннего строения, массивы существенно различаются и вряд ли

Рис. 12. Схема геологического строения центральной части Довыренского габбро-перидотитового массива. Составлена по материалам Л. М. Бабурина.

1 — четвертичные отложения; *2*— основные и средние вулканиты; *3*— слабо метаморфизованные песчаники, известняки, сланцы; *4* — дайки габбро-диабазов; *5* — кварцсодержащие габбро; *6* — мезократовые габбро; *7* — троктолиты и габбро-троктолиты; *8* — плагиоперидотиты; *9* — перидотиты; *10* — плагиодуниты; *11* — дуниты; *12* — зоны серпентинитов; *13* — зоны тектонитов; *14* — разрывные нарушения.

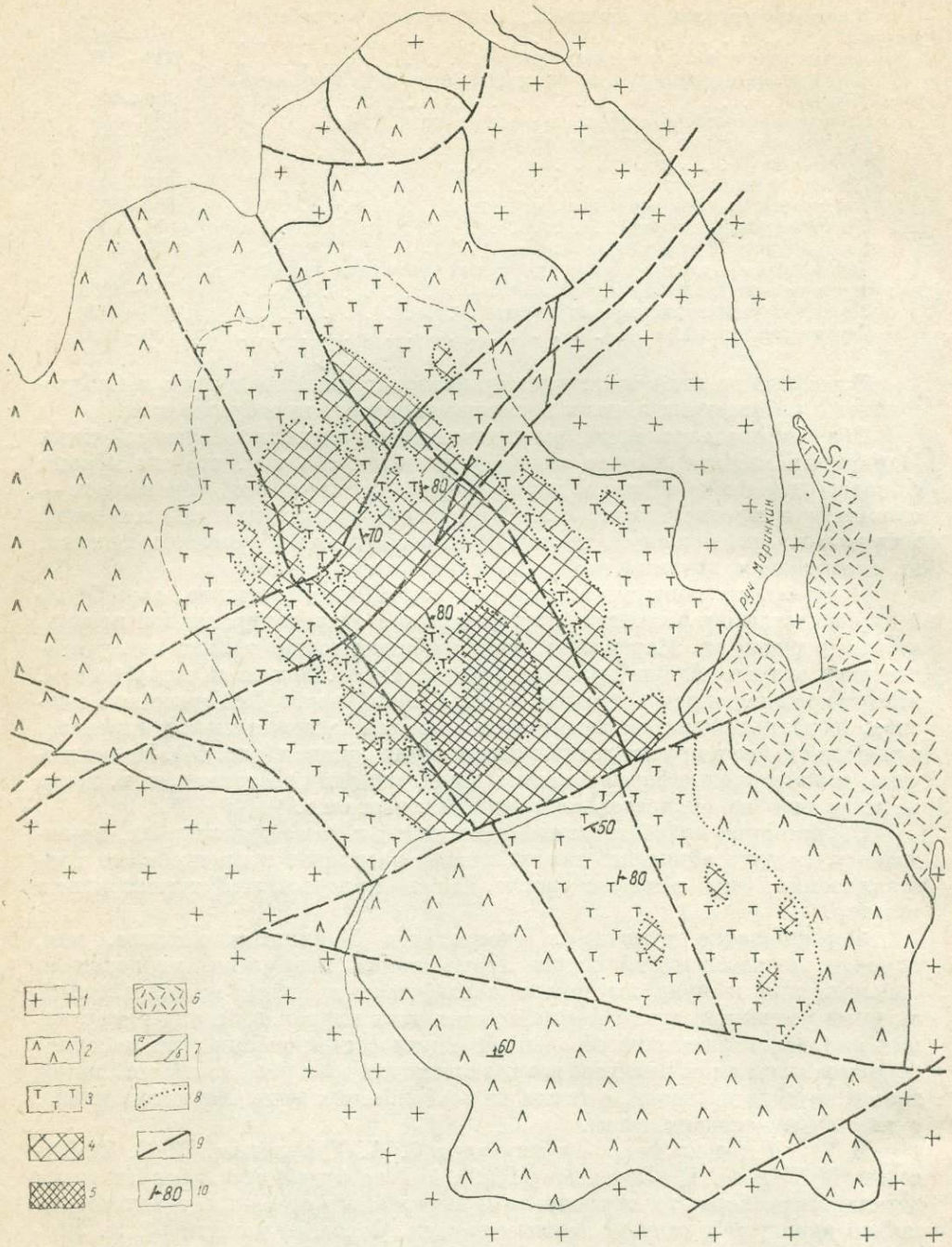


Рис. 13. Схема геологического строения Маринкина массива. Составлена по материалам Э. Л. Прудовского.

1 — верхнепротерозойские гранитоиды; *2* — цоизитовые и цоизит-актинолитовые породы; *3* — троктолиты; *4* — плагиодуниты; *5* — дуниты; *6* — нижнепротерозойские метаэффузивы; *7* — контакты: *а* — массива, *б* — с другими породами; *8* — постепенные переходы; *9* — тектонические нарушения; *10* — элементы залегания.

могут быть отнесены к единому плутону. Для Южного массива характерны элементы интенсивной расслоенности, обусловленной полосчатостью и трахитоидностью пород, часто параллельной направленностью контактов, согласных с вмещающими породами. Северный массив отличается интен-

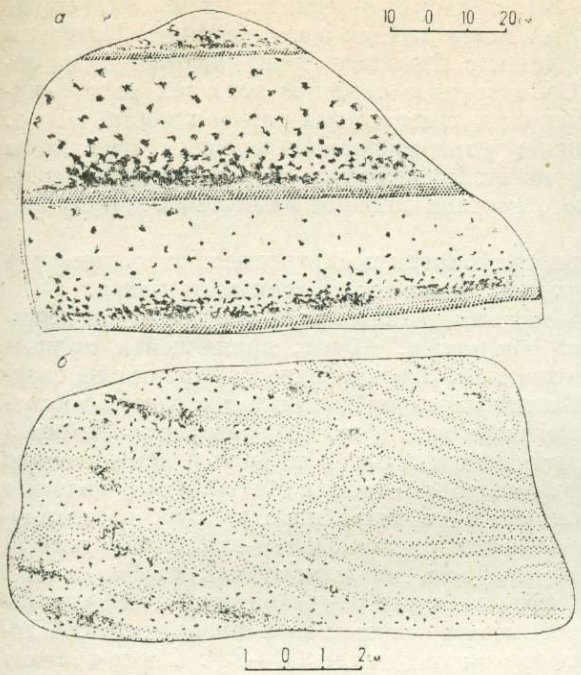


Рис. 14. Послойное чередование лейкократовых троктолитов с меланократовыми троктолитами в Маринкином массиве (асимметричная «слоистость») (*а*). Складчатые деформации полосчатости в Маринкином массиве, связанные с течением полузакристаллизованных масс (*б*).

сивными процессами мигматизации и базификации. Массивы различаются также по вещественному составу и рудной минерализации. Все это указывает на различные условия их формирования и происхождение. Такое предположение подтвердилось при осмотре указанных массивов автором настоящей работы.

Нам представляется, что считать Северный и Южный массивы единым плутоном, как это делают вышеупомянутые авторы, а позднее и Э. Г. Конников (1976), вряд ли обоснованно. Здесь мы имеем дело с двумя интрузивами разных формационных типов, которые, по представленной в настоящей работе классификации, следует относить соответственно к габбро-анортозитовой (с титановой минерализацией) и габбро-перидотитовой (с сульфидно-никелевой минерализацией) формациям. Пространственная сближенность указанных массивов обусловлена долгоживущими зонами глубинных разломов, по которым в разное время происходило внедрение магматических расплавов.

В районе слияния рек Правой и Левой Мамы, в Байкало-Патомском нагорье, размещается еще один габбро-перидотитовый интрузив. Этот интрузив прорван более молодыми гранитоидами и разделен на ряд мелких тел

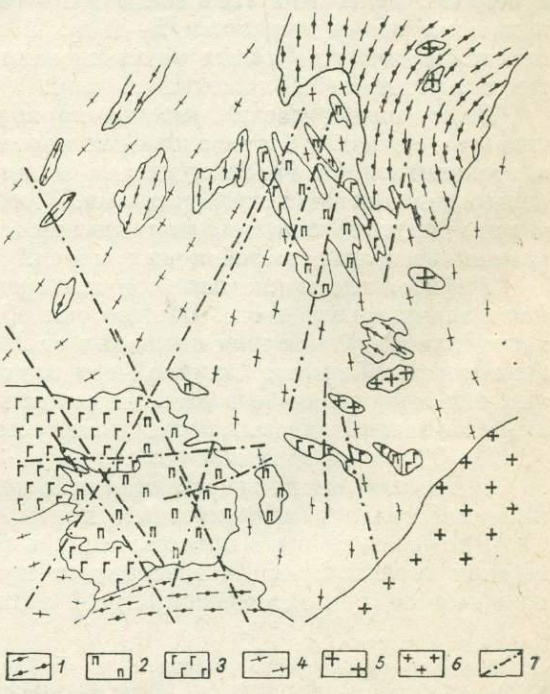


Рис. 15. Схема геологического строения междуречья Мамы и Каверги (Байкало-Патомское нагорье).

1 — биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы; *2* — дуниты, перидотиты и пироксениты; *3* — различные габбро; *4* — гнейсовидные граниты; *5* — плагиограниты; *6* — амфиболиты; *7* — тектонические нарушения (сдвиги, сбросы, надвиги).

сложной конфигурации (рис. 15). Размер отдельных наиболее крупных тел не превышает 1,5 км по длине и 1 км в поперечнике. Контакты их с гранитоидами резкие, крутые, с падением преимущественно на северо-запад под углом 80—85°. Внутреннее строение этих тел характеризуется переслаиванием основных и ультраосновных разновидностей пород. Соотношение площадей развития ультраосновных пород с основными в этом интрузиве равно примерно 1 : 2,5. Морфология, внутреннее строение и вещественный состав этого массива описаны нами ранее (Грудинин, Остапенко, 1974).

Ниже приводится описание морфологии и внутреннего строения ряда массивов из Селенгино-Каларского базит-гипербазитового пояса.

Гипербазитовый массив Гольцы находится на южных отрогах хр. Улан-Бургасы, в бассейне верхнего течения р. Абоги, являющейся правым притоком р. Уды в ее среднем течении. Это наиболее крупное гипербазитовое тело в данном районе. Массив образует вытянутое в северо-восточном направлении линзовидное в плане тело (рис. 16), которое по длинной оси прослеживается на 4 км, при максимальной ширине в центре около 1 км. Общая площадь выходов ультраосновных пород 3,5 км^2; залегает он согласно с общим направлением тектонических структур, на северо-западе непосредственно контактирует с карбонатно-сланцевой толщей мылдылгенской свиты нижнего кембрия, представленной карбонатными породами, которые переслаиваются с биотит-кордиеритовыми андалузитсодержащими роговиками и реликтами песчаников и алевролитов. Плоскость контакта падает на юго-восток под углом 60—70°. С юго-востока гипербазитовый массив контактирует с палеозойскими гранитоидами, но отделен от них мощной крутопадающей зоной разрывного нарушения.

Северо-восточная часть массива смещена разрывными нарушениями к северу относительно главного тела гипербазитов. Кроме того, здесь же наблюдаются более мелкие тектонические блоки гипербазитов во вмещающих породах. Встречаются и более мелкие нарушения сбросово-сдвигового характера субмеридионального простирания. Эти нарушения разбивают массив на ряд блоков, перемещенных относительно друг друга. Горизонтальные амплитуды смещения составляют 50—100 м, а иногда и больше. Тектониты этих зон обычно бывают представлены брекчиями и катаклазитами мощностью 5—10 м. Более мелкие нарушения хорошо прослеживаются по зонам рассланцевания и отальковання серпентинитов с зеркалами скольжения по ним.

Внутреннее строение массива характеризуется тем, что он сложен главным образом ультраосновными породами — серпентинизированными и тремолитизированными дунитами и серпентинитами, очень редко серпентинизированными гарцбургитами. В юго-восточной части массива встречаются округлые тела метасоматических амфибол-плагиоклазовых и почти мономинеральных амфиболовых пород.

Амфибол-плагиоклазовые породы среди других пород массива занимают значительное место. Обычно они образуют изолированные в плане неправильной формы тела площадью от 20 × 30 до 150 × 400 м^2, нередко вытянуты параллельно длинной оси плутона. Среди относительно крупных тел серпентинитов в этой части наблюдаются мелкие округлые тела амфибол-плагиоклазовых пород диаметром 5—10 м и даже мелкие шлиры до 20—30 см по длинной оси.

В массиве иногда встречаются небольшие тела мелкокристаллических мономинеральных тремолитовых пород.

Для более полного представления о внутреннем строении ниже приводится геологический разрез вкрест простирания массива, сделанный по описанию полотна магистральной канавы (снизу вверх):

	Мощность, м
Микрокристаллические роговики и слабометаморфизованные песчаники сланцеватой текстуры	0—75

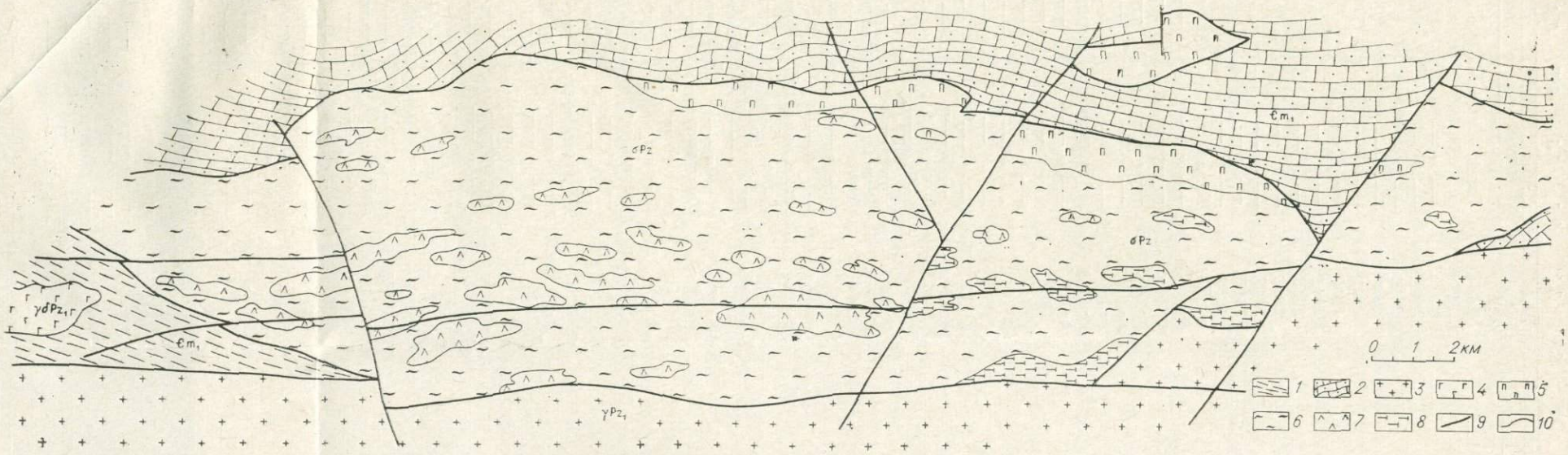


Рис. 16. Схема геологического строения массива Гольцы. Составлена совместно с Э. Л. Прудовским.

1 — 2 — нижнепалеозойские образования: *1* — амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые сланцы; *2* — мраморы с прослоями сланцев; *3* — палеозойские гранитоиды; *4* — биотит-роговообманковые диориты; *5* — дуниты и перидотиты; *6* — тремолитовые и тремолит-тальковые серпентиниты; *7* — тремолит-актинолитовые породы; *8* — актинолит-плагиоклазовые породы; *9* — тектонические контакты и зоны нарушений; *10* — обычные контакты.

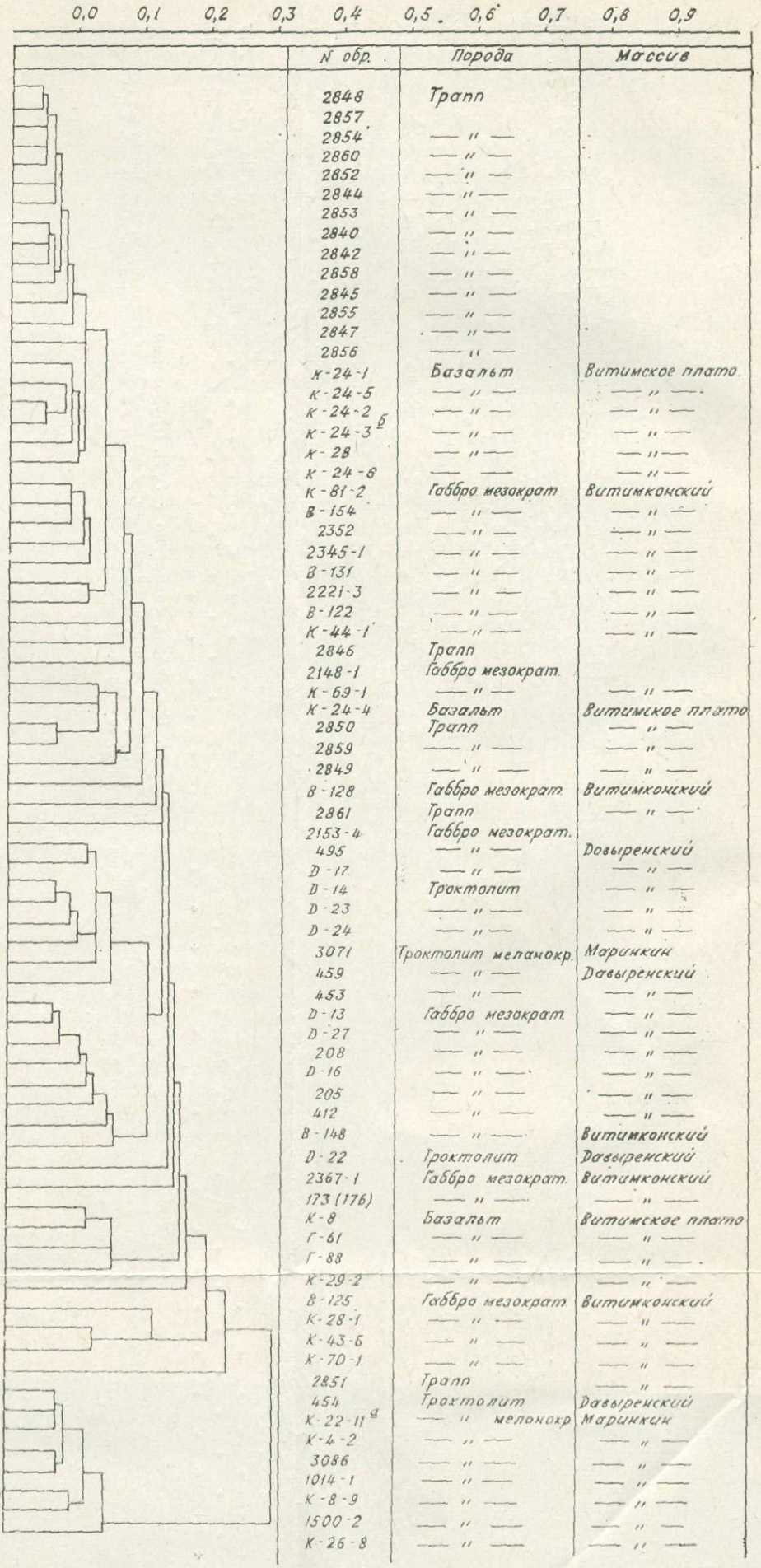


Рис. 26. Группировка химических анализов основных пород (габбро, траппы, базальты). Усл. обозн. см. на рис. 25.

Осветленные роговики массивного облика с прожилками тремолита и карбонатного материала	75—79
Тремолитизированные роговики, интенсивно трещиноватые	79—86,5
Контакт осадочно-метаморфических пород с серпентинитами. В экзоконтакте массива осветленные тремолитизированные роговики. Контакт четкий, тектонический. Азимут падения контакта ЮВ — 178°, ∟68°	86,5
Чередование черных плотных хризотил-антигоритовых темно-серых зеленоватых серпентинитов. На 91-м метре наблюдаются реликты оливина. В серпентинитах отмечается рудная (магнетитовая и хромитовая) вкрапленность	86,5—102
Коричневые серпентинизированные дуниты	102—113
Плотные темные серпентиниты	113—117
Коричневато-зеленые серпентинизированные дуниты	117—135
Чередование зеленовато-темных и черных серпентинитов	135—148
Серпентинизированные и тремолитизированные дуниты	148—154
Черные плотные серпентиниты с пылевидной вкрапленностью магнетита	154—163
Коричневатые серпентинизированные и тремолитизированные дуниты с полосами до 10 м черных серпентинитов	163—227
Амфибол-плагиоклазовые породы. Контакты с тремолитизированными дунитами четкие	227—235
Крупно- и среднезернистые тремолит-актинолитовые породы с реликтами тремолитизированных дунитов, а также ксенолиты амфибол-плагиоклазовых пород	235—320

Судя по разрезу, можно заключить, что в лежащем боку преобладают серпентиниты и серпентинизированные дуниты, а к юго-востоку встречаются тремолитовые, тремолит-актинолитовые и амфибол-плагиоклазовые породы. Такое строение данного массива во многом зависит от воздействия на его породы более поздней гранитной интрузии, о чем более подробно будет сказано ниже.

В пределах массива довольно часто встречаются дайки диабазов. Мощность даек едва достигает 0,5—1 м, а протягиваются они на 50—100 м и имеют северо-восточное простирание.

Дархинтуйский массив находится в бассейне р. Джиды и входит в состав джидинского гипербазитового пояса, выделенного Г. В. Пинусом и Ю. Н. Колесником (1966). Подробное описание морфологии и внутреннего строения дано в вышеуказанной монографии, а также в сводке И. В. Белова и М. В. Богидаевой (1962).

В плане массив имеет округлую форму, залегает согласно с вмещающими кембрийскими песчано-сланцевыми образованиями. Общая площадь его около 4 км^2, сложен массив серпентинитами, талькитами, тальк-карбонатными породами, серпентинизированными дунитами, гарцбургитами и конгломератовидными серпентинитами. Менее измененные дуниты и гарцбургиты встречаются в центральной части массива, а рассланцованные серпентиниты, талькиты и другие интенсивно измененные породы составляют его краевую часть. К краевой же части этого тела приурочена полоса лиственитов.

Не вдаваясь в детали внутреннего строения данного массива, следует обратить внимание на некоторые его особенности. Наиболее характерная из них — наличие в этом массиве своеобразных зон конгломератовидных серпентинитов. Эти серпентиниты обычно находятся в эндоконтактовой части и образуют линейные полосы, ориентированные по длинной оси массива. Мощность полос колеблется до нескольких десятков метров по простиранию, и прослеживаются они на сотни метров. По внешнему виду эти породы представляют собой «конгломераты», «галька» которых состоит из серпентинитов, редко метагаббро и микрокварцитов. Такие конгломератовидные серпентиниты из эндоконтактовой части Дархинтуйского массива, в правобережье кл. Хутул-Бурун-Убур — левого притока р. Дархинтуй, в 2 км от ее устья, имеют четкое северо-западное простирание. С общим направлением этих зон совпадает ориентировка галек серпентинитов, мелких жилок наложенной серпентинизации, отталькования

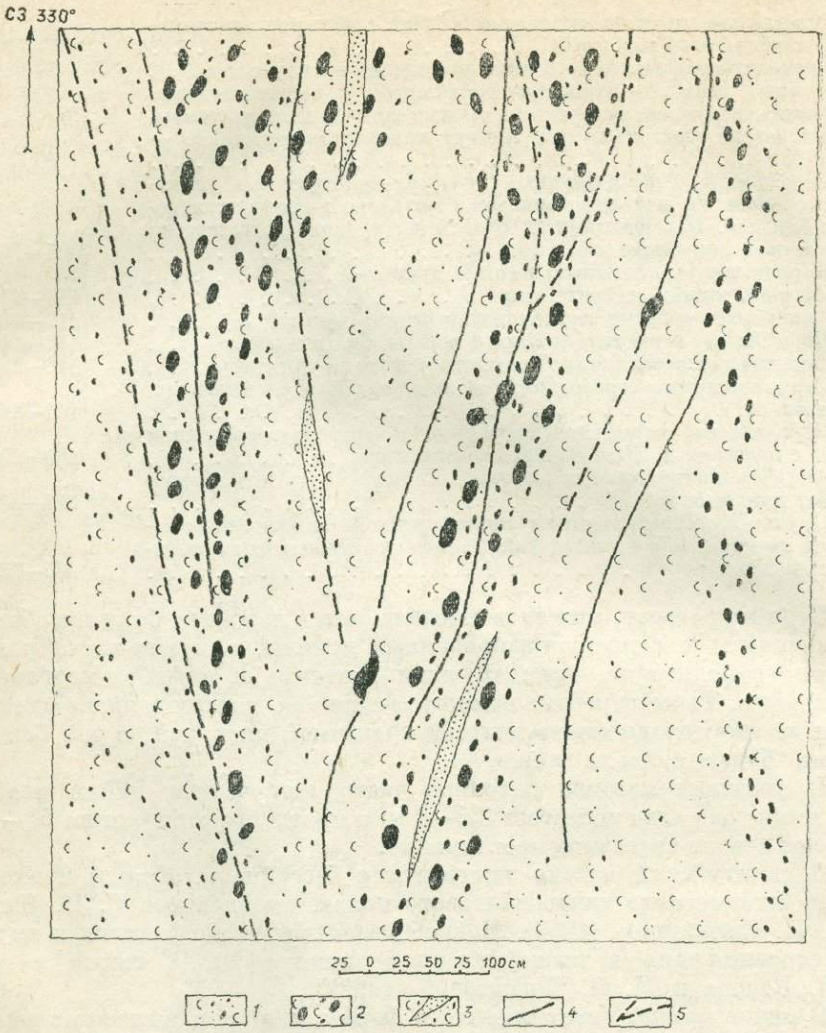


Рис. 17. Зарисовка обнажения конгломератовидных серпентинитов.

1 — конгломератовидный серпентинит с «галькой», 1—2 см в поперечнике; 2 — полосы конгломератовидных серпентинитов с крупными до 15—20 см в поперечнике «гальками»; 3 — линзы тальк-карбонатного состава; 4 — прожилки серпентинита; 5 — трещины с зеркалами скольжения.

и карбонатизации. Следует подчеркнуть, что крупные окатанные обломки легко отделяются от цементирующей части, последняя имеет слабо выраженную чечевицеобразную отдельность или же обладает массивным сложением. Причем нередко можно встретить обособления крупных обломков, перемежающихся с более мелкими, в виде отдельных пропластков и линз, т. е. наблюдается некоторая сортировка материала (рис. 17). Крупные (до 15—20 см в поперечнике) гальки серпентинитов, как правило, плотно сцементированы более мелким дресвянистым серпентинитовым «цементом» (см. Приложение, фиг. 9). В некоторых обнажениях сортировка галечного материала отсутствует. В таких случаях включения окатанных серпентинитов имеют почти округлую форму. По многочисленным мелким жилкам карбоната хорошо отмечаются микросдвиги, которые распознаются по растащенным частям одной и той же спаянной карбонатом гальки. В других обнажениях эти породы представлены почти массивными серпентинитами с редкими, но довольно крупными — до 30 см по длинной оси, гальками. Интересно также отметить, что конгломератовидные сер-

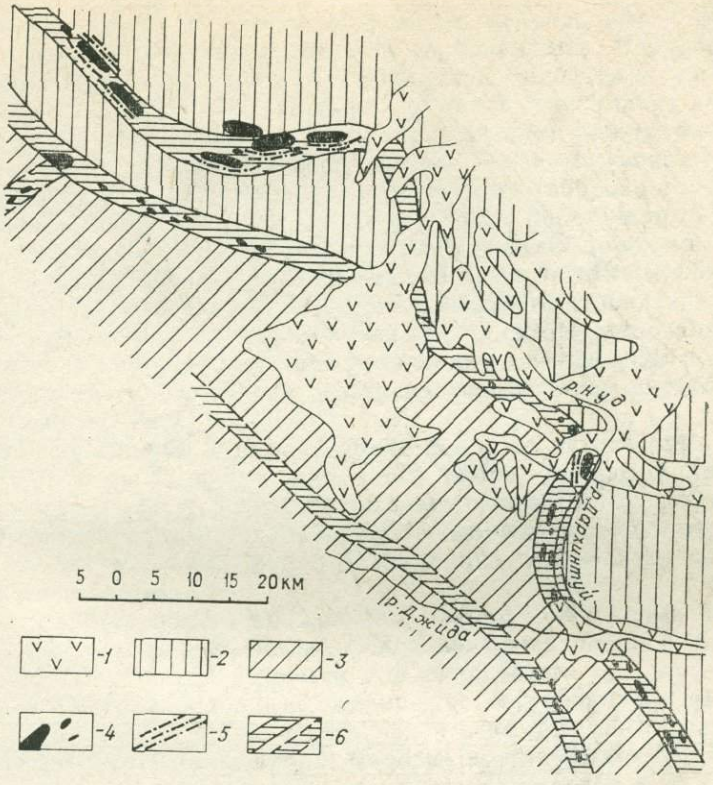


Рис. 18. Схема размещения гипербазитов Джидинского пояса (Южное Прибайкалье).

1 — покровы молодых базальтов; *2* — палеозойские вулканогенно-осадочные образования; *3* — протерозойский осадочно-метаморфический комплекс; *4* — тела гипербазитов; *5* — зоны интенсивного катаклаза и дробления; *6* — зоны глубинных разломов (достоверные и предполагаемые).

пентиниты переходят в породы массива через зону талькитов, имеющую то же простирание, что и вышеуказанные породы. Видимая мощность зон талькитов, встреченная в левобережной части кл. Хутул-Бурун-Убур, составляет несколько десятков метров. Эта зона протягивается в северо-западном направлении параллельно зоне конгломератовидных серпентинитов. Эти своеобразные породы нами рассматриваются как тектонический меланж в гипербазитовых массивах данного пояса (Гурдинин, Секерин, 1977).

Подобные зоны конгломератовидных серпентинитов встречаются и в других массивах региона. В частности, они встречены в эндоконтактовых частях массивов Хамархудунский, Харгантинский, Хохюртовский, Хангарульский (рис. 18). Причем эта группа массивов имеет почти такую же морфологию и внутреннее строение.

Из других массивов центральной части этого обширного пояса (Удино-Витимская геосинклинальная зона) следует отметить Зумбурукский, Нилхинский, Мариктинский, Ватагинский и ряд более мелких гипербазитовых тел. Все они прорывают раннепалеозойские отложения, пространственно ассоциируют с габброидными массивами этого пояса.

Ниже проводится краткое описание наиболее типичных из этих габброидных интрузивов Селенгино-Каларского базит-гипербазитового пояса.

Атарханский массив (рис. 19) располагается в левобережной части среднего течения р. Атархан — правого притока р. Абоги, которая, в свою очередь, является правым притоком р. Курбы—одного из главных

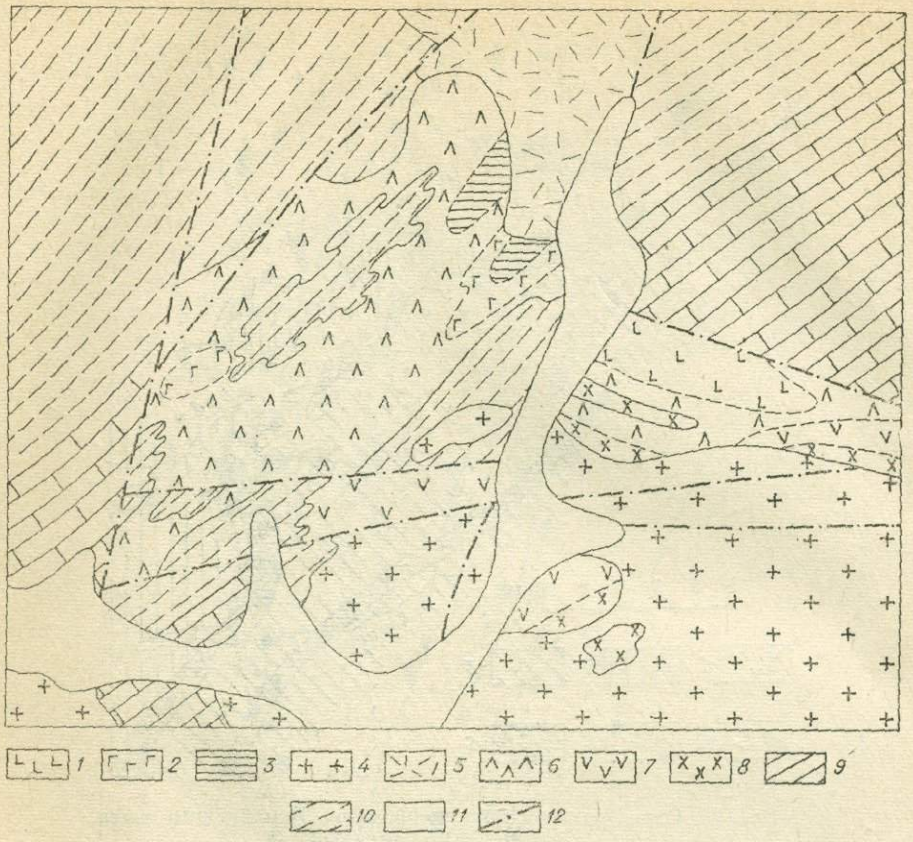


Рис. 19. Схема геологического строения Атарханского массива. Составлена по материалам В. С. Летягина.

1 — трахитоидные габбро и габбро-нориты; *2* — оливиновое габбро; *3*—амфиболизированные плагиоперидотиты; *4* — палеозойские гранитоиды; *5* — мезозойские гранит-порфиры; *6* — амфиболизированные габброиды; *7* — диориты; *8* — гранодиориты; *9* — мраморы; *10* — сланцы; *11* — четвертичные отложения; *12* — разрывные нарушения.

правых притоков р. Уды. Интрузив располагается в зоне Зангодинского разлома северо-восточного простирания. Вмещающими породами его являются осадочно-метаморфические образования мылдылгенской свиты (известняки, мраморы, сланцы) нижнего кембрия, а с северо-запада он прорван палеозойскими гранитоидами, т. е. находится в тех же породах, что и гипербазитовый массив Гольцы.

Массив имеет довольно сложную конфигурацию, разделен блоком осадочно-метаморфических пород на две части. Общая площадь массива около 4 км^2. Восточная часть его представляет собой треугольный блок, отделенный зонами разрывных нарушений с севера — от карбонатных пород, а с запада—от сланцев мылдылгенской свиты. С юга массив прорван гранитоидами. Западная часть габброидной интрузии имеет в плане овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении согласно с вмещающими слабо метаморфизованными образованиями той же свиты. Северо-западный и юго-восточный контакты массива осложнены разрывными нарушениями. Иногда габброиды заключают ксенолиты вмещающих пород, ориентированные в северо-восточном направлении. Обе части массива хорошо подчеркиваются локальными гравиметрическими аномалиями.

Внутреннее строение массива довольно однообразное, и сложен он главным образом амфиболизированными габбро и габбро-норитами. В значительно меньшем количестве присутствуют оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты, нориты, габбро-анортозиты и диориты. В очень

незначительном количестве отмечены серпентинизированные плагиоклазсодержащие перидотиты, пироксениты и горнблендиты. Подробное описание соотношений выделенных разновидностей пород дано нами ранее (Прудовский и др., 1972б). В данной работе приводятся только некоторые характерные для них особенности. Взаимопереходы между большинством выделенных разновидностей постепенные. Также постепенны взаимопереходы между свежими и амфиболизированными габброидами. В амфиболизированных габбро встречаются шлировидные обособления горнблендитов, тяготеющих обычно к контактам с вмещающими породами. Габбро-анортозиты образуют небольшие линзовидные тела с нечеткими контурами. Ультраосновные породы занимают весьма ограниченную площадь и встречаются в виде полос серпентинизированных и амфиболизированных плагиоперидотитов и пироксенитов, имеют постепенные переходы с оливиновыми габброидами. Соотношения ультраосновных пород с габброидами в массиве меньше, чем 1 : 50.

Биотит-пироксеновые и пироксеновые диориты, встреченные на контакте гранитов с габброидами восточного блока, являются продуктом гранитизации габброидов. В этой части интрузива довольно четко наблюдаются амфиболизированные габбро и габбро-нориты, которые постепенно сменяются на пироксеновые диориты, последние переходят в кварцевые диориты и гранодиориты.

Следует также отметить, что при прорывании габброидами карбонатных пород мылдылгенской свиты последние превращены в пироксен- и амфибол-плагиоклазовые роговики или скарноиды.

*Шильдырхейский габброидный массив (рис. 20) расположен в восточ*ных отрогах хр. Хамар-Дабан, приурочен к зоне разрывных нарушений субмеридионального направления. Породы этого массива прорывают *карбонатную толщу иройской свиты верхнего протерозоя и, в свою оче*редь, прорываются нижнемезозойскими гранитоидами. Это линзовидное в плане тело в результате тектонического нарушения разделено на восточную и западную части. Восточная часть отсечена от карбонатных пород иройской свиты прямолинейной зоной разрывного нарушения, так что западная удалена от восточной почти на 10 км. Площадь восточной части интрузива около 20 км^2, занимает он центральную часть мульдообразной синклинали. По отношению к складчатости массив рассматривается как полусогласное тело.

Внутреннее строение массива характеризуется довольно широким проявлением элементов расслоенности, выраженных в трахитоидности и полосчатости. Отдельные разновидности габброидов располагаются узкими полосами в 10—15 м, подчеркивая тем самым общую расслоенность данной интрузии. Нередко в коренных обнажениях наблюдаются и более узкие полосы в 3—5 см перемежающихся мелано- , мезо- и лейкократовых разностей основных пород.

По составу в массиве преобладают мезо- и лейкократовые разности габброидов, которые обычно представлены трахитоидными габброидами и занимают почти треть площади. Иногда лейкократовые габброиды постепенно переходят в габбро-анортозиты и анортозиты. Помимо обычных габброидов отмечаются полосы буровато-серых и бурых оливиновых габбро и троктолитов, площадь которых составляет около 2 км^2. Эти породы также слагают вытянутые полосы шириной от нескольких метров до 0,4—0,5 км, прослеживаясь нередко до 2 км. Между обычными габбро, оливинсодержащими габбро и троктолитами существуют постепенные переходы. Нередко в последних наблюдаются нечеткие полосы, сложенные то мезо- , то лейкократовыми разностями, переходящими в габбро-анортозиты. Весьма незначительное место в площадном отношении занимают плагиоперидотиты, которые, как правило, окружены троктолитами и оливиновыми габбро. С плагиоперидотитами троктолиты и оливиновые габбро имеют постепенные взаимопереходы. Мощность полос таких ультра-

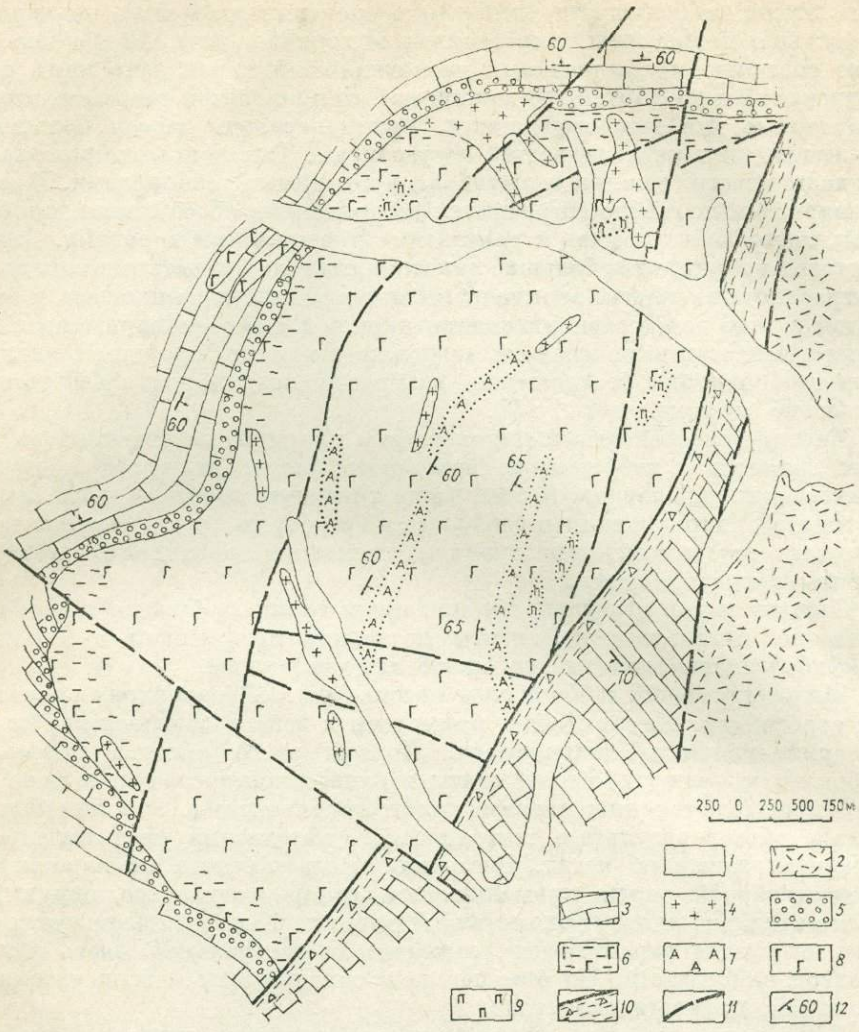


Рис. 20. Схема геологического строения Шильдырхейского массива. Составлена совместно с Э. Л. Прудовским.

1 — четвертичные отложения; *2* — ортофиры и туфы; *3* — доломиты и известняки; *4* — *гранитоиды*; *5* — *скарноиды*; *6* — *амфиболизированные габброиды*; *7* — *анортозиты* и габбро-анортозиты; *8* — габбро́ и троктолиты; *9* — плагиоперидотиты; *10* — зоны тектонических брекчий; *11* — зоны тектонических нарушений; *12* — элементы залегания пород и трахитоидность.

основных пород очень редко достигает 30 м, обычно же ограничивается несколькими метрами. Характер взаимопереходов одних разновидностей пород в другие можно наблюдать по одной из канав: 0—1 м — плагиоперидотит; 1—8 м — среднезернистый меланократовый троктолит; 8—9,5 м — трахитоидное габбро; 9,5—11 — оливиновое габбро; 11—16 м — габбро.

В массиве отмечен ряд разрывных нарушений, в которых породы интенсивно катаклазированы. Мощность таких зон нарушений колеблется от нескольких до сотен метров. Вдоль зон нарушений отмечаются процессы амфиболизации и соссюритизации основных пород.

Из других интрузивов этого же пояса следует отметить **Маректинский** массив, встреченный в низовье одноименного ключа, впадающего в р. Мал. Амалат — левый приток р. Витим в его верхнем течении.

Этот интрузив П. В. Осокиным и Н. З. Воюш отнесен к икатскому комплексу позднего протерозоя. Однако учитывая особенности его геолого-структурного положения, внутреннего строения и вещественного состава, Маректинский массив (названный нами по одноименному ключу) и другие подобные массивы габброидов этого района следует, по-видимому, относить к одновозрастным нижнепалеозойским образованиям. Он сложен среднезернистыми то светлыми, то почти темными габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро, меланократовыми оливиновыми габбро, приближающимися к плагиоперидотитам с полосами до 25—30 м габбро-анортозитов и анортозитов. Все переходы одних разновидностей пород в другие постепенные, встречаются разности, обогащенные титаномагнетитом, а иногда и апатитом.

Этот массив в виде линзовидного тела — ксенолита находится в гранитоидах, по длинной оси имеет около 3 км, а ширина едва достигает 600—800 м.

Особенности размещения, морфология и внутреннее строение рассмотренных выше массивов основных и ультраосновных пород показывают, что все они находятся в зонах глубинных разломов, пространственно связаны с толщами кремнисто-карбонатных пород, нередко располагаются среди метаморфизованных вулканитов. Тела гипербазитов обычно имеют тектонические контакты, находятся во вторичном залегании. В области эндоконтактов гипербазитов нередко развиты зоны рассланцованных тальково-карбонатных пород, отмечаются интенсивные пластические деформации серпентинитов. В эндоконтактовых зонах встречаются тектонические клинья и отторженцы вмещающих пород. Экзоконтактовые зоны вмещающих пород нередко содержат мелкие линзы серпентинитов, оттогнутые от главного тела. По геофизическим данным, тела гипербазитов являются бескорневыми, а следовательно, не имеют магмоподводящих каналов. Среди массивов гипербазитов Байкало-Муйского пояса отмечаются довольно крупные тела, достигающие 100 км^2, тогда как площадь гипербазитовых массивов Селенгино-Каларского пояса ограничивается несколькими квадратными километрами, а чаще даже меньше.

Несмотря на то, что большинство описанных габброидных массивов, подобно массивам гипербазитов, также имеют тесную пространственную связь с кремнисто-карбонатными образованиями и полями основных вулканитов, но они обладают в противоположность первым преимущественно интрузивными контактами с вмещающими породами. Для приконтактовых частей габброидных массивов нередко свойственны процессы базификации и мигматизации вмещающих толщ. При прорывании более поздними гранитами в них, как правило, наблюдаются явления гранитизации. Внутреннее строение базитовых массивов характеризуется зональным строением, связанным с чередованием полос различного состава. Подобное строение имеет большинство изученных массивов того и другого пояса. Однако габброидные интрузии Байкало-Муйского пояса имеют более крупные размеры, по сравнению с подобными интрузивами Селенгино-Каларского пояса.

Офиолитовые ассоциации и расслоенные серии

На основе анализа геолого-структурного положения массивов основного и ультраосновного составов, их взаимоотношений с вмещающими толщами, а также внутреннего строения установлено, что большинство базит-гипербазитовых тел Байкало-Муйского и Селенгино-Каларского поясов сформировались в эвгеосинклинальные стадии развития земной коры и являются типичными членами офиолитовых ассоциаций (Грудинин, Прудовский, 1976), другие же — постконсолидационные, образованные в посторогенную стадию (Грудинин, 1976). Офиолитовые ассоциации широко развиты не только в пределах рассматриваемого региона. Они

располагаются также по всему складчатому обрамлению юга Сибирской платформы (Грудинин, Прудовский, 1976) и распространяются в пределы Западного Саяна, где Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева (1976) выделяют Саяно-Тувинский офиолитовый пояс.

В настоящее время большинством исследователей признается, что выходы офиолитов в складчатых областях трассируют границы прежних литосферных плит, а порождающие их эвгеосинклинали закладываются на границе континент — океан. По вопросам генезиса отдельных членов офиолитовой ассоциации, как уже указывалось ранее, нет единого мнения. А. В. Пейве (1969, 1973; Пейве и др., 1971) и его сторонники считают их фрагментами океанической коры, Ю. М. Шейнманн (1973; Шейнманн, Лутц, 1974) признавал только магматическую природу подобных образований. Ряд зарубежных исследователей (Максвелл, 1973; Брюн, 1973; Обуэн, 1973) считают, что они могли образоваться как посредством выдавливания блоков океанической коры, так и путем дифференциации мантийного расплава.

Изучение офиолитовых ассоциаций в древнейших складчатых структурах сопряжено с большими трудностями, поскольку эти регионы подверглись многократной тектонической переработке. К такому региону относится и Байкальская горная область, где широко развиты структуры байкальского и каледонского тектогенеза. В этих разновозрастных структурах и размещаются все описанные выше массивы основных и ультраосновных пород, нередко ассоциирующие с толщами основных вулканитов и радиоляритов.

Л. И. Салоп считает, что базит-гипербазитовые образования раннего протерозоя, развитые в Байкальской горной области, «вместе с субвулканическими и эффузивными породами являются типичными офиолитовыми образованиями, характерными для раннего этапа геосинклинального развития» (Салоп, 1967, с. 56). Т. Г. Павлова и К. А. Клитин (1974) выделили в этом регионе «офиолитовый комплекс» и рассматривают его как разрез океанической коры.

«Триада Штейнманна» — ассоциация гипербазитов, базитов, спилитов и радиоляритов — весьма характерна для байкалид и каледонид Байкальской складчатой области. Здесь эта триада представлена телами гипербазитов и габброидов, покровами вулканитов и толщами кремнисто-карбонатных образований, т. е. той гаммой пород, которая составляет «разрез океанической коры», по А. В. Пейве (1969), хотя этот разрез не везде полностью выдерживается. Так, в Удино-Витимской зоне Селенгино-Каларского пояса довольно часто встречаются массивы габброидов, реже отмечаются мелкие тела гипербазитов и почти отсутствуют основные вулканиты; в Джидинской зоне этого же пояса офиолитовая ассоциация представлена гипербазитами, основными вулканитами и кремнистыми породами с весьма подчиненным количеством габброидов.

Пространственное положение тел базитов, гипербазитов и полей основных вулканитов и связь их с разновозрастными структурами позволяют говорить о двух офиолитовых поясах региональной протяженности. Каждый из этих поясов представляет собой прерывистую полосу интрузивов базитов и гипербазитов и выходов основных вулканитов, протягивающихся на тысячи километров.

Следовательно, большинство описанных выше гипербазитовых и габброидных массивов Байкальской горной области являются офиолитовыми ассоциациями либо Байкало-Муйского, либо Селенгино-Каларского базит-гипербазитового поясов. Хотя эти пояса обладают сходством (в тех и других в разной степени развиты одинаковые члены офиолитовой ассоциации), но они имеют и некоторые черты различия. Одно из существенных отличий — присутствие в Байкало-Муйском поясе интенсивно расслоенных габбро-перидотитовых интрузий, которые, по-видимому, отсутствуют в Селенгино-Каларском поясе.

Эти расслоенные интрузии по своему геолого-структурному положению, внутреннему строению и слабому постмагматическому преобразованию пород не могут быть отнесены к членам офиолитовой ассоциации. Они постконсолидационные, что отмечалось многими исследователями (Грудинин, 1965; Михайлов, Щеглов, 1972; Грудинин, 1976), некоторые относят их к «образованиям платформенного магматизма» (Гурулев, 1965). Иными словами, такие интрузивы образовались в стабильных геотектонических структурах. Подобные структуры Г. Штилле называл «вполне кратонными областями», для которых характерен симатический вулканизм (Штилле, 1964) или магматизм устойчивых областей (Кузнецов, 1972). С таким магматизмом связано появление огромных полей вулканитов и генетически ассоциирующих с последними силлоподобных интрузий трещинного или пластообразного типа с интенсивно расслоенными сериями пород от дунитов до диоритов. Такие интрузивы, как указывают Н. П. Михайлов и Е. В. Шарков (1973, с. 54) «никогда не появляются в геосинклинальную стадию развития складчатых областей, а внедряются в уже консолидированные участки земной коры». И. М. Волохов (1965) такие структуры называет недоразвитыми эвгеосинклинальными прогибами, формирующимися на утолщенной океанической коре, для которой характерна только ей свойственная магматическая деятельность. К такому типу магматизма, по-видимому, относятся расслоенные никеленосные интрузивы Кольского полуострова, а также расслоенные плутоны, детально описанные Л. Уэйджером и Т. Брауном (1970).

В. В. Жданов с соавторами (1976) ритмически-расслоенные породы ультраосновного и основного составов связывает с консолидированными участками геосинклинально-складчатых областей, внедрение которых происходило по зонам глубинных разломов.

К таким же интрузивам относятся и интенсивно расслоенные серии ультраосновных и основных пород Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса.

Типы магматических формаций

Ассоциации производных глубинных магм, из которых сформировались массивы основного и ультраосновного составов Байкало-Муйского и Селенгино-Каларского базит-гипербазитовых поясов Байкальской горной области, большинством исследователей объединяются в парамский, цакирский, атарханский, икатский, бирамьинский, моностойский, хаильский, баргузинский, индондинский, джидинский, довыренский и другие комплексы. Такое множество выделенных комплексов объясняется либо большой удаленностью отдельных массивов друг от друга, либо их недостаточной изученностью.

Правда, в последние годы делаются попытки расчленения базит-гипербазитовых образований этого района на основе формационного анализа, хотя подобное расчленение касается главным образом относительно небольшой группы пород и ограниченной территории Северного Прибайкалья (Леснов, 1972; Конников, 1976).

Применение формационного анализа при изучении подобных интрузивов позволяет установить эволюцию глубинного магматизма и выделить вместо множества ныне существующих комплексов ограниченный ряд разновозрастных магматических формаций. Эти формации соответствуют либо байкальскому, либо каледонскому тектоно-магматическим этапам или постконсолидационной стадии развития геосинклинального этапа байкалид.

С заложением и развитием протерозойской эвгеосинклинали связаны излияния основных вулканитов муйской серии спилит-кератофировой формации и внедрение многочисленных тел гипербазитов и базитов, по-

Таблица 1

Базит-гипербазитовые формации Байкальской складчатой области

Формация	Тектоно-магматический этап	Массивы	Морфология, характер внедрения	Главные разновидности	Вмещающая рама и характер ее изменения	Генезис	Оруденение
Гипербазитовая	Байкальский	Шаманский, Парамский, Усть-Келянский, Молодежнинская, Северо-Байкальская, Приольхонская группа мелких тел и др.	Линзовидные, пластинообразные тела; протрузивный, явление меланжа	Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты и дуниты, серпентин-тальковые, серпентин-карбонатные породы	Гнейсы, амфиболиты, сланцы, мраморы	Мантийная магматическая дифференциация	Хром, платина, асбест, тальк, нефрит
	Каледонский	Гольцы, Зумбуруки, Нилхинский, Ватагинский, Дархинтуйский, Оронгодойский, Хамархудинский и др.			Амфиболиты, сланцы, слабо метаморфизованные песчаники, известняки		Платиноиды, нефрит
Габбро-анортозитовая	Байкальский	Витимконский, Ирокиндинский, Кедровский, Янгудский, группа массивов Центрально-Баргузинского хребта, Чинейский и др.	Сложной формы, штокообразной, лополитообразный, интрузивно-протрузивный	Плагиоперидотиты, соссюритизированные и амфиболизированные габбро, габбро-нориты, анортозиты, гранитизированные габбро, габбро-пегматиты, диориты	Гнейсы, сланцы, амфиболиты, роговики, метаморфизованные песчаники, мраморы, гранитизация	Магматическая и кристаллизационная дифференциация	Титан, медь, алюминий
	Каледонский	Атарханский, Шильдырхейский, Арсентьевский, Маректинский, Холойский, группа массива бассейна р. Турки и др.	Сложной формы, интрузивные залежи		Сланцы, известняки, песчаники, слабая базификация		Титан, фосфор
Габбро-перидотитовая	Послебайкальский	Довырецкий, Чайский, Нюрундуканский, Правомамский, Маринкин, Кивелевский	Межпластовые залежи, тела-ксенолиты в гранитах	Дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-нориты, троктолиты, диориты	Гнейсы, сланцы, метаморфизованные песчаники, известняки, филлиты	Магматическая и кристаллизационная дифференциация	Никель, кобальт, медь

следние объединяются соответственно в **гипербазитовую** и **габбро-анортозитовую** формации раннего протерозоя. Эти формации входят в Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс, простирающийся от берегов Байкала через бассейны рек Чаи и Мамы к среднему течению р. Витима. Однако в пределах этой же полосы известен ряд габбро-перидотитовых интрузивов постконсолидационного цикла байкальской складчатости. Эти плутоны составляют **габбро-перидотитовую** формацию, которая датируется верхним протерозоем и относится к посторогенным образованиям (Грудинин, 1965, 1976; Грудинин и др., 1974, 1977; Гурулев, 1965; Михайлов, Щеглов, 1972).

Структуры байкальского этапа на значительной территории уничтожены каледонским тектогенезом. Мощный гранитный магматизм, связанный с заключительными фазами этого цикла, и мезокайнозойская активизация в сильной степени затруднили палеотектонические реконструкции. Однако в настоящее время на основании стратиграфических построений и особенностей магматизма рядом исследователей однозначно определяется положение каледонской эвгеосинклинали (Беличенко, 1969; Комаров, 1972). Эвгеосинклинальный прогиб располагался, очевидно, на месте современных бассейнов рек Уды, Турки, Амалата, Джиды и простирался вплоть до р. Калара. Эта область насыщена массивами основных и ультраосновных пород, которые образуют Селенгино-Каларский базит-гипербазитовый офиолитовый пояс, интрузивы которого составляют также гипербазитовую и габбро-анортозитовую формации, но уже нижнего палеозоя.

Для большинства выделенных выше образований доказано, что они предшествуют внедрению гранитоидов орогенных этапов названных циклов. Почти всегда с ними ассоциируют серии вулканогенно-осадочных пород, представленных спилит-диабазовой, силит-, кварц-кератофировой, кремнистой и карбонатной формациями. Подобные сообщества глубинных магматических пород ранних этапов развития эвгеосинклиналей образуют гипербазитовую и габбро-анортозитовую формации. В постконсолидационную стадию байкальского этапа образуются посторогенные интрузивы габбро-перидотитовой формации.

В табл. 1 приводятся основные геолого-петрологические характеристики каждой из выделенных ассоциаций пород.

Гипербазитовая формация, характеризующая начальный магматизм геосинклиналей Байкало-Муйского и Селенгино-Каларского базит-гипербазитовых поясов, в площадном отношении имеет весьма незначительное распространение, но по количеству крупных и особенно мелких линзовидных тел встречается довольно часто. Мелкие линзы и изометричные блоки гипербазитов в несколько квадратных километров, а чаще значительно меньше, сопровождают более крупные массивы и находятся на продолжении их длинной оси. Судя по геофизическим данным, эти линзы и блоки быстро выклиниваются на глубину, так что они встречаются в виде пластин, зажатых в тектонических блоках.

Габбро-анортозитовая формация также является формацией геосинклинальных этапов развития земной коры. В площадном отношении породы этой формации, по сравнению с предыдущей, имеют более широкое распространение, но также связаны с Байкало-Муйским и Селенгино-Каларским базит-гипербазитовыми поясами и представлены довольно многочисленными массивами габброидов с анортозитами. Анортозиты обычно слагают центральные части массивов. В краевых частях встречается незначительное количество плагиоперидотитов. Соотношение их с габброидами меньше чем 1 : 50.

В приконтактовых частях массивов данной формации широко проявлены процессы базификации вмещающих пород, часто габброиды инъецируют вмещающие породы, придавая последним вид послойных и ветвящихся мигматитов. Такие процессы особенно характерны для массивов Байкало-Муйского пояса. В габброидах этого же пояса, при прорывании их более поздними гранитоидами, широко проявлены процессы гранитизации и ороговикования.

Габбро-перидотитовая формация представлена сложнодифференцированными расслоенными плутонами, которые хотя и приурочены к Байкало-Муйскому офиолитовому поясу, но относятся к постконсолидационной стадии байкальской складчатости. Эти интрузивы залегают в нижне- и верхнепротерозойских отложениях и перекрываются раннепалеозойскими осадками. С вмещающими породами они имеют чаще всего рвущие контакты, реже тектонические, иногда прорываются более молодыми гранитоидами. Зоны контактовых изменений обычно незначительные. В массивах этой формации по сравнению с массивами габбро-анортозитовой формации широко развиты ультраосновные разновидности, и соотношение габброидов с перидотитами здесь колеблется от 5 : 1 до 8 : 1. Однако здесь мономинеральные плагиоклазовые разновидности встречаются весьма ограниченно, тогда как в габбро-анортозитовой формации поля анортозитов достигают нескольких десятков квадратных километров.

Следовательно, учитывая особенности геолого-структурного положения массивов основных и ультраосновных пород, их морфологию и внутреннее строение, в данном районе выделяются базит-гипербазитовые глубинные образования трех формаций — гипербазитовой, габбро-анортозитовой и габбро-перидотитовой.

Глава 3

ПЕТРОЛОГИЯ

В данной главе кратко описывается вещественный состав всех выделенных разновидностей пород, в том числе и интенсивно метаморфизованных, составляющих указанные выше формации. Значительное место уделяется вопросам петрохимии. Некоторые, более подробные, сведения по петрографии отдельных массивов можно найти в предшествующих публикациях (Белов, Богидаева, 1962; Лебедев, 1962; Грудинин, 1965; Богатиков, 1966; Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972).

Изучение вещественного состава пород выделенных формаций, несмотря на кажущееся их однообразие, представляет значительную трудность, связанную с широко развитыми разновременными наложенными процессами, которые затрудняют восстановление первичной природы этих образований.

ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Массивы формации, входящие как в Байкало-Муйский, так и в Селенгино-Каларский базит-гипербазитовые пояса, как уже указано выше, сложены главным образом дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и весьма незначительное место среди них занимают пироксениты. Следует особо подчеркнуть, что большинство из этих массивов в значительной степени (на 70—80%, а нередко и полностью) подвержено процессам серпентинизации, амфиболизации, отальковению и карбонатизации. Свежие, не серпентинизированные, разности встречаются чрезвычайно редко, да и они, по-видимому, большей частью являются продуктами перекристаллизации первичных пород.

Ультраосновные породы

Дуниты. Неизмененные дуниты представляют собой зеленовато-серую или буровато-зеленовато-серую породу мелко- или среднезернистого сложения. Они занимают различное пространственное положение в массивах: в Шаманском и Парамском составляют либо центральную, либо эндоконтактовую части, или перемежаются с перидотитами; в Селенгино-Каларском поясе дуниты обычно встречаются в центре массивов и, как правило, в значительной степени серпентинизированные.

Исключая постмагматические минералы, которые почти всегда встречаются в дунитах, *эти породы состоят из оливина и хромшпинелидов.*

Оливин обычно образует идиоморфные кристаллы, которые составляют панидиоморфнозернистую структуру породы. Иногда он несколько вытянут, обладает довольно четкой спайностью по (010). Нередко, особенно в породах Шаманского и Парамского массивов, кристаллы этого минерала подвергаются дроблению и рекристаллизации. В этом случае встречаются перекристаллизованные дуниты, которые состоят из мелкого гранобластового агрегата зерен оливина среди крупных порфировидных выделений. В таких разновидностях нетрудно проследить порядок перекристаллизации. В начальный этап в крупных кристаллах оливина по трещинам появляются цепочкообразные мелкие зерна перекристаллизованного оливина. В этом случае крупные кристаллы имеют облачное угасание. Дальнейшее усиление деформаций приводит, с одной стороны, к довольно четкому двойникованию, а с другой — к образованию разнозернистого агрегата оливинов, составляющих полосы и линзы, ориентированные вдоль деформаций (см. Приложение, фиг. 10, 11). Явление двойникования оливинов совпадает с зонами интенсивного дробления. В этом случае появляются «оливиновые сланцы». Такие «сланцы» нередко образуют полосы в 50—70 м среди ультраосновных пород Шаманского массива, ориентированные почти вдоль длинной оси массива (см. Приложение, фиг. 11а, 11б). В южной части Шаманского массива встречаются поля мономинеральных оливинитов необычайно свежего облика, которые, по нашему мнению, несомненно являются более поздними перекристаллизованными дунитами (см. Приложение, фиг. 11в). На это обстоятельство указывает их аллотриоморфнозернистая структура и полное отсутствие серпентина, а также относительная чистота крупных кристаллов оливина наряду с мелкими. В крупных кристаллах встречаются реликты более мелких индивидов с неровными извилистыми ограничениями. В тех же крупных оливиновых зернах иногда встречаются реликтовые магнетитовые просечки в виде шнуров, линзочек и отдельных гнезд. Хромшпинелиды часто замещены магнетитом и, как правило, окружены серпентином и карбонатом.

Таким образом, судя по микроскопическим исследованиям, установлено, что центральная часть Шаманского гипербазитового массива сложена относительно слабо серпентинизированными дунитами с идиоморфными кристаллами оливина, в которых отмечена четкая штриховка с иглами хризотила. Несерпентинизированные разности этих пород краевой части массива являются продуктом перекристаллизации первичных дунитов.

Состав оливинов из всех выделенных разновидностей довольно однообразен: их оптические свойства колеблются в весьма узком диапазоне и обычно они относятся к форстериту (табл. 2).

Показатели преломления оливина из дунитов Шаманского массива также соответствуют форстериту ($Ng = 1{,}684 - 1{,}679$; $Np = 1{,}646 - 1{,}640$; $Ng - Np = 0{,}040$, среднее из 11 определений).

Акцессорными минералами дунитов являются хромшпинелиды, количество которых в среднем составляет 1—2%, а иногда достигает 5, реже 8%.

Таблица 2

Углы оптических осей оливинов из дунитов различных массивов гипербазитовой формации

Пояс	Массив	2V (колебания, средние)	% Fa
Байкало-Муйский	Шаманский (43)	+82°—+87,5°, +86°	2—4
	Парамский (25)	+82—+90°, +86°	2—4
Селенгино-Каларский	Гольцы (16)	+84—+86°, +85°	0—2
	Дархинтуйский (10)	+85—+88°, +86°	2—6

Примечание. Здесь и в других таблицах в скобках указано количество замеров или анализов. Оптические константы по Парамскому массиву заимствованы из работы Э. Л. Прудовского с соавторами (1971).

Хромшпинелиды в слабо серпентинизированных дунитах с панидиоморфнозернистой структурой представлены просвечивающимися по краям бурым цветом кристаллами размером 0,3—0,5 мм, редко более (см. Приложение, фиг. 12а). Форма кристаллов либо идиоморфная, либо неправильная с зазубренными краями. Они занимают межзерновые пространства породообразующих минералов или включены в последние. Иногда вместе с магнетитом хромшпинелиды составляют жилообразные, удлиненные и линзовидные скопления (см. Приложение, фиг. 12б). Такие скопления встречаются в перекристаллизованных и сильно серпентинизированных разностях пород и образуются в результате серпентинизации безводных железосодержащих оливинов. Поскольку хромит и магнетит образуют непрерывный ряд твердых растворов, они сосуществовать равновесно не могут, в связи с чем, как считает Д. С. Штейнберг и И. С. Чащухин (1977), возникают минеральные ассоциации типа хромит — хромомагнетит — магнетит. Магнетит в таком случае либо частично замещает хромшпинелиды, либо развивается по их краевым частям. Такие явления довольно широко распространены в Шаманском массиве. Здесь, особенно в интенсивно серпентинизированных дунитах, хромиты нередко заключены в магнетитовую «рубашку» или же рассекаются мельчайшими жилками магнетита.

Гарцбургиты в неизмененном виде, подобно дунитам, также встречаются довольно редко. В большинстве же массивов они представлены в различной степени серпентинизированными разностями, с дунитами имеют постепенные переходы и составляют с ними, как указано выше, полосчатые комплексы. Следует отметить, что тщательное обследование прозрачных шлифов по Шаманскому массиву позволило обнаружить редкие кристаллы диопсида, а ромбического пироксена в этом массиве нами вообще не встречено.

Макроскопически эти породы обладают более темной окраской, чем дуниты, имеют пятнистый облик за счет присутствия попеременного количества ромбического пироксена.

В минеральный состав гарцбургитов входят преимущественно оливин (до 70%) и ромбический пироксен. Количество ортопироксена колеблется в широких пределах (15—30%). Акцессорные минералы, как и в дунитах, представлены хромшпинелидами (2—3%).

Оливин по всем свойствам мало чем отличается от оливина из дунитов: также имеет разнозернистое строение, нередко деформирован и перекристаллизован, часто подвержен постмагматическим преобразованиям, по составу относится к форстериту ($2V = +83—+89°$).

Ромбический пироксен, представленный энстатитом, образует бесцветные обычно неправильной, редко таблитчатой формы кристаллы разнообразного размера. Наряду с крупными, относительно идиоморфными кристаллами встречаются мелкие ксеноморфные обособления, выполняющие межзерновые пространства оливина. В энстатите, как правило, часто наблюдается четкая спайность по (110), нередко встречается отдельность по (100). По оптическим свойствам энстатит из разных массивов мало чем отличается друг от друга. Обычно он обладает прямым или почти прямым (до 9°) угасанием. Двупреломление колеблется в пределах 0,009—0,011, угол оптических осей варьирует от +75 до +86.

Акцессорными минералами в данной породе, как и в дунитах, являются хромшпинелиды, морфологически очень сходные с теми, которые встречаются в дунитах. Хромшпинелиды, находящиеся в межзерновых пространствах оливина и энстатита, по размерам обычно значительно крупнее тех, которые встречаются непосредственно в кристаллах оливина и пироксена. К тому же такие хромшпинелиды не имеют правильной огранки, свойственной кристаллам, встречающимся в центральных частях крупных зерен оливина и пироксена. Обычно хромшпинелиды в гарцбургитах распространены весьма равномерно и не образуют линзообразных и линейно-вытянутых обособлений, как это свойственно для дунитов. Так же, как и в дунитах, хромшпинелиды часто заключены в магнетитовую «рубашку».

Гарцбургиты всегда в различной степени серпентинизированы, тремолитизированы, отальк ованы и карбонатизированы.

Лерцолиты по сравнению с дунитами и гарцбургитами имеют очень ограниченное распространение. Возможно, они встречаются во всех массивах, но их роль в общем объеме весьма ничтожна. Вообще же моноклинный пироксен во всех гипербазитовых массивах в количественном отношении резко подчинен ромбическому.

Лерцолиты, встреченные среди гарцбургитов Дархинтуйского массива, в значительной степени серпентинизированные. По реликтам сохранившихся минералов удалось установить, что оливин в них относится к *форстериту*, *ромбический пироксен — к энстатиту*, а *моноклинный* — к диопсиду ($cNg = 39°$, $2V = +56°$, $Ng - Np = 0{,}029$).

Хромшпинелиды образуют мелкие, чаще всего бесформенные кристаллы с магнетитовой рубашкой.

Пироксениты среди ультраосновных пород данной формации распространены крайне незначительно. По данным Э. Л. Прудовского, они встречаются в Шаманском массиве в виде маломощных жил или линзообразных обособлений с максимальной мощностью 1—2 м. По внешнему виду пироксениты представляют собой темную плотную массивную породу, обычно среднезернистого сложения.

Под микроскопом они разделяются на энстатититы и диаллагиты.

Энстатитит состоит главным образом из энстатита ($cNg = 0—8°$, $Ng - Np = 0{,}010$, $2V = +85°$, что соответствует 5—6% $FeSiO_3$). Иногда в крупных кристаллах энстатита содержатся округлые включения оливина, что нередко подчеркивает частично пойкилитовую структуру. Более всего эти породы характерны для гипербазитового массива Гольцы.

Диаллагиты имеют также весьма ограниченное распространение и встречаются в гипербазитовых массивах обоих поясов в виде мелких линз и жил среди серпентинитов. Такие породы имеют панидиоморфнозернистую структуру и состоят из призматических кристаллов диопсида с диаллаговой отдельностью ($cNg = 40—42°$, $2V = +57—60°$). Диопсид, хотя и в значительно меньшем количестве, чем оливин и энстатит, подвержен тремолитизации и серпентинизации.

На одном из контактов мелких тел гипербазитов с докембрийскими высокометаморфизованными карбонатными толщами в Западном При-

Таблица 3

Дебаеграмма вермикулитоподобного минерала

$\frac{d}{n}$	J	hkl	$\frac{d}{n}$	J	hkl	$\frac{d}{n}$	J	hkl
12,29	10	004	3,08	3		1,737	3	
8,10	3	006	2,90	4		1,697	7	
7,30*	5		2,75	3		1,674	4	
6,20	1	008	2,64	8		1,538	9	060
5,07	4		2,496	7		1,505	3	
4,86	4	00,10	2,406	8		1,443	2	
4,58	7	020	2,283	3		1,412	2	
4,02	3		2,194	3		1,312	3	
3,61	4		2,035	6	00,24	1,289	3	
3,47	8	00,14	1,790	2		1,133	3	

Примечание. Условия съемки: Fe — антикатод, $D = 57{,}3$; $d = 0{,}3$. Звездочкой отмечена линия примеси. *Аналитик Г. М. Кашаева.*

байкалье (Приольхонье) встречаются жилообразные обособления плагиоклазитов. В зоне выветривания эти обособления сопровождаются тремолит-карбонатными оторочками, в которых содержатся линзообразные скопления и гнезда вермикулитоподобного минерала (Грудинин и др., 1971).

Цвет этого минерала золотисто-желтый, желтовато-бурый, блеск жирный. Размер чешуек минерала от сотых долей до 5—7 мм в поперечнике. Минерал заметно плеохроирует в серовато-желтых тонах. Наблюдаются отдельные тонкие бурые полосы среди более светлых. Эти полосы (в 0,001 мм) в одних случаях четкие, а в других — расплывчатые. В некоторых же листочках плеохроизм почти не заметен. Минерал двуосный, отрицательный, с малым углом $2V$, $Nm = 1{,}500 \pm 0{,}004$, что соответствует 0,9 ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) в формульной единице, по У. А. Диру с соавторами (1966).

Набор констант по межплоскостным расстояниям и интенсивностям приведен в табл. 3. Для вермикулитоподобного минерала характерно наличие необычных базальных отражений кратных $\sim$24,5 Å, и $d_{(060)} =$ $= 1{,}538$ Å, что указывает на его смешанослойный характер и триоктаэдричность. Рентгеновское исследование монокристаллов методами ЛАУЭ и колебания позволили установить упорядоченную структуру моноклинной симметрии с периодом $a = 5{,}3$ и $b = 9{,}2$ Å, $C \sim 49$, на основании чего было проведено частичное индицирование дебаеграммы. Необходимо отметить, что часть исследуемых кристаллов характеризуется беспорядочными смещениями $\pm n\frac{b}{3}$. Данные рентгеновского изучения минерала позволяют нам отнести его к упорядоченным смешанослойным слюдам.

Таблица 4

Химический состав вермикулитоподобного минерала

Компонент	Вес, %	Компонент	Вес, %
SiO_2	37,97	MgO	28,83
TiO_2	2,16	CaO	0,95
Al_2O_3	7,48	Na_2O	0,10
Fe_2O_3	8,61	K_2O	2,30
FeO	1,13	H_2O^+	10,33
		Сумма	99,86

Примечание. Аналитик Т. А. Лахно, ИЗК СО АН СССР.

Прокаленный при 550°С в течение 1 ч образец дает на рентгенограмме диффузное отражение $\sim$10 Å, а обработанный глицерином — никаких изменений в положении рефлексов не обнаруживает. Поэтому можно полагать, что слюдоподобные слои чередуются в нем с вермикулитопо-

добными. Подобные образования вермикулит — слюда были описаны ранее (Midgley et. al., 1960), а вермикулит с гипербазитами встречен в северо-восточной части Алданского щита (Корчагин, 1966).

Расчет химического состава вермикулита (табл. 4) на основе двойного талькопирофиллитового слоя представляет следующую формулу:

$$(K_{0,44}Ca_{0,15}Na_{0,03})_{0,62}(Mg_{5,73}Fe^{2+}_{0,14}Fe^{3+}_{0,13})_6 \cdot (Si_{5,62}Al_{1,31}) \cdot (Fe^{3+}_{0,83}Ti_{0,24}) \cdot$$
$$\cdot 0{,}68\,Mg \times O_{20}(OH)_4 \cdot 4{,}4\,OH_2O.$$

Термограмма минерала фиксирует при 130° эндотермический эффект, соответствующий удалению адсорбированной воды. Удаление конституционной воды происходит при 625 и 780°. Экзотермический эффект при 815° соответствует, по-видимому, образованию форстерита.

Образование изученного минерала происходило, вероятно, в результате выветривания биотита. Этот вывод подтверждается присутствием в коре выветривания листочков биотита, в различной степени замещенных вермикулитом.

ГАББРО-АНОРТОЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Значительную роль в площадном отношении данной формации занимают различные габброиды, а в отдельных массивах плагиоклазиты (анортозиты), на долю же ультраосновных пород приходится не более 1—2% от общего объема и встречаются они с примесью плагиоклаза, а в некоторых массивах эти разновидности вообще отсутствуют.

Породы данной формации, по сравнению с другими базит-гипербазитовыми образованиями этого региона, менее изучены. Некоторые сведения по их вещественному составу можно найти в ряде публикаций (Лебедев, 1962; Богатиков, 1966; Прудовский и др., 1972б; Грудинин и др., 1974; Грудинин, 1976).

Ультраосновные породы

Эти породы в данной формации, как указывалось выше, встречаются чрезвычайно редко. В Витимконском массиве они отмечены в виде мелких линз и жил горнблендитов и пироксенитов, а также небольших линзовидных обособлений плагиоперидотитов среди меланократовых габброидов. По устному сообщению Э. Г. Конникова, в бассейне кл. Бол. Тузалинского встречены крупные изометричные ксенолиты серпентинитов в габброидах этого массива, но вряд ли они являются дифференциатами Витимконского массива.

В Атарханском и Шильдырхейском массивах полосы плагиоперидотитов встречаются значительно чаще.

Плагиоперидотиты — обычно темные или темно-бурые среднезернистого сложения плотные породы, массивной, редко слабо гнейсовидной текстуры, состоящие из оливина (40—50%), моноклинного и ромбического пироксена (40—45%) и незначительного количества плагиоклаза (5—10%). В плагиоперидотитах Витимконского массива ромбический пироксен встречается очень редко, иногда образуя тонкие каймы вокруг оливина. Из акцессорных минералов в Витимконском и Атарханском массивах отмечены титаномагнетит, а в Шильдырхейском — магнетит, количество которых колеблется в пределах 1—2%. Нередко, особенно в плагиоперидотитах Витимконского массива, содержание титаномагнетита достигает 10% и более. Иногда отмечается апатит (0,5—1%). Правда, в Атарханском массиве, в приконтактовой части с гранитоидами, количество апатита иногда достигает 3—5%.

Оливин отмечается в виде округлых идиоморфных кристаллов и в большинстве своем по составу относится к хризолиту с 15—17% Fe_2SiO_4 ($2V = -87 - -88°$). Оливин из плагиоперидотитов Атарханского массива относится к форстерит-хризолиту ($2V = +88 - +90°$).

Моноклинный пироксен, представленный авгитом, обычно образует таблитчатые или длиннопризматические кристаллы с заметным плеохроизмом в буровато-зеленых тонах ($2V = +48 - +49°$, $cNg = 42°$), иногда он заметно амфиболизирован, особенно его краевые части, где развивается бурый амфибол ($cNg = 21°$).

Ромбический пироксен наиболее часто встречается в плагиоперидотитах из габброидных массивов Селенгино-Каларского пояса. Здесь он представлен длиннопризматическими или округлыми кристаллами с вростками моноклинного пироксена, по составу относится к бронзиту ($2V = -76°$).

Плагиоклаз, помимо включений в пироксенах, нередко выполняет межзерновые пространства между оливинами и пироксенами, иногда образует отдельные линзовидные скопления. По составу весьма разнообразен. Так, в плагиоперидотитах Витимконского массива он представлен лабрадором (№ 67), а в аналогичных породах Атарханского массива относится почти к анортиту (№ 84).

Нередко эти породы значительно серпентинизированы, амфиболизированы и соссюритизированы.

Плагиопироксениты (вебстериты) распространены еще меньше, встречены они нами только в Витимконском массиве в виде сильно измененных маломощных жил в центральной части или среди ильменитоносных габбро южной части этого же массива. В состав этих пород входит примерно одинаковое количество измененных моноклинного и ромбического пироксенов. В общем балансе массива эти породы имеют ничтожное распространение. Амфиболизированные пироксениты с плагиоклазом встречаются и среди габброидов Озерского массива, где отмечены повышенные содержания в них апатита (более 2%).

Основные породы

На долю габброидов в массивах габбро-анортозитовой формации приходится 98—99% объема пород. Выделенные разновидности данной группы пород, как указано выше, имеют постепенные взаимопереходы. Наиболее широко развиты различные мезократовые разности, а в некоторых массивах — поля габбро-анортозитов и анортозитов.

Троктолиты не являются характерной разновидностью данной формации, а встречаются в ассоциации либо с оливиновыми габбро, либо с плагиодунитами Шильдырхейского, Хаильского, Арсентьевского массивов и габброидов мыса Тонкого. Эти породы представляют собой средне-, редко крупнозернистые образования коричневато-серой или светло-коричневой окраски, с трахитоидной или массивной текстурой.

Под микроскопом они обнаруживают обычно габбро-офитовую структуру, обусловленную присутствием округлых кристаллов оливина (35—45%) и длинных лейст плагиоклаза (45—55%).

Количественные соотношения этих минералов могут попеременно меняться. Иногда вокруг оливина наблюдаются каймы из моноклинного и ромбического пироксена. При разрастании этих кайм порода переходит в оливиновые габбро. Каймы из моноклинного пироксена представлены авгитом, а из ромбического — бронзитом. Помимо этих минералов в строении келифитовых кайм принимает участие и амфибол. Так, в троктолитах (друзитах) мыса Тонкого отмечаются сложные венцовые структуры, присутствие которых обусловлено не только вышеуказанными пироксе-

нами, но также и бурым амфиболом, относящимся по составу к керсутиту ($2V = -85°$).

Состав плагиоклазов в троктолитах колеблется в весьма широких пределах от лабрадора № 63 до битовнита № 82. Оливин обычно относится к хризолиту ($2V = -87°$, что отвечает 17—18% Fe_2SiO_4).

Оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты встречаются во всех массивах габбро-анортозитовой формации и ассоциируют, как уже указывалось, либо с троктолитами, либо с плагиоперидотитами, реже образуют самостоятельные полосы среди габбро-норитов.

Эти породы имеют обычно серую или темно-серую окраску с буроватой корочкой выветривания. Для них характерны массивная или трахитоидная текстуры, габбровая, габбро-офитовая или келифитовая структуры. Соотношение плагиоклаза, моноклинного пироксена и оливина весьма непостоянное, наблюдаются частые колебания в содержаниях этих минералов.

Очень незначительно меняется состав описываемых минералов в разных массивах формации, что видно из табл. 5. Плагиоклазы этих пород в подавляющем большинстве по составу относятся к лабрадору, и только в таких же породах Шильдырхейского массива их состав колеблется от лабрадора почти до анортита (№ 88). Оливиновые габброиды Шильдырхейского массива характеризуются и более высокой магнезиальностью оливинов по сравнению с таковыми разностями из Витимконского и Маректинского массивов. Однако наиболее высокой магнезиальностью характеризуются оливины из габброидов Атарханского массива.

Из второстепенных минералов в этих породах иногда встречается бурый амфибол, относящийся к керсутиту ($2V = -84°$); этот амфибол встречен в породах Витимконского, Маректинского массивов и в габброидах мыса Тонкого.

Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, иногда апатитом, количество которых в отдельных разновидностях достигает 5% и более (Атарханский массив).

Габбро-нориты и габбро — самые распространенные породы данной формации. Во всех массивах они занимают большую часть площади.

В эту группу объединяется большая часть среднезернистых, чаще всего серых

Таблица 5

Оптические константы главных породообразующих минералов в оливиновых габбро и оливиновых габбро-норитах габбро-анортозитовой формации

Массив	№ плагиоклаза (колебания, средние)	$2V$ оливина (колебания, средние)	$2V$ моноклинного пироксена (колебания, средние)	$2V$ ромбического пироксена (колебания, средние)
Витимконский	44—67 (13), 53	—75—86 (15), —81	+44—+55 (11), +47	
Маректинский	49—65 (6), 56	—82——85 (8), —83	+47—+59 (5), +53	—76——80 (4), —77
Атарханский	50—60 (5), 54	+88—+90 (5), +89	+49—+52 (4), +51	—68——76 (3), —73
Шильдырхейский	55—88 (11), 76	—85——87 (9), —86	+50—+58 (4), +53	

Таблица 6

Оптические константы главных породообразующих минералов в габбро-норитах и габбро габбро-анортозитовой формации

Массив	№ плагиоклаза (колебания, средние)	2V авгита (колебания, средние)	2V бронзита (колебания, средние)
Витимконский	42—65 (39), 58	+47+53 (13), +49	—58—62 (4), —60
Маректинский	43—65 (13), 55	50—57 (8), +53	—65—71 (5), —68
Атарханский	51—82 (11), 61	49—52 (5), +51	68—86 (4), —80
Шильдырхейский	58—82 (13), 70	50—60 (8), +54	54—68 (5), —59

или темно-серых пород мезократового облика, нередко из-за цвета плагиоклаза они приобретают сиреневатый оттенок, обладают массивной, либо трахитоидной текстурой.

Под микроскопом они обычно имеют габбровую, габбро-офитовую или офитовую структуры. В количественном соотношении породы состоят главным образом из плагиоклаза (обычно более 50%) и моноклинного *пироксена — авгита (до 30%), иногда и ромбического пироксена (бронзита* до 20%), последний далеко не всегда обязателен.

Состав главных породообразующих минералов виден из табл. 6.

Кроме перечисленных выше минералов почти всегда присутствует обыкновенная роговая обманка ($2V = -73—76°$, $cNg = 15—17°$), которая в виде кайм то четких, то расплывчатых, окружает клинопироксен.

В отдельных разновидностях габброидов Шильдырхейского массива авгит сменяется на яркоокрашенный красно-сиреневатый ферроавгит. В некоторых массивах (Витимконский, Маректинский, Шильдырхейский, мыс Тонкий) присутствует небольшое количество плеохроирующего в зеленовато-бурых тонах корсутита ($2V = -84°$, $Ng - Np = 0{,}032$). Клинопироксен в этом случае становится более окрашенным и приближается к титанавгиту.

Акцессорными минералами данной разновидности пород могут быть рутил, сфен, апатит и титаномагнетит. Причем количество этих минералов в породах весьма неравномерное. В отдельных разностях содержание титаномагнетита достигает 10% и более, и тогда, как правило, увеличивается количество апатита.

Со значительным увеличением титаномагнетита порода переходит в рудное габбро, а структура ее — в сидеронитовую.

Габбро-анортозиты и анортозиты встречаются почти во всех массивах и чаще всего, как указано выше, слагают их центральные части или составляют узкие полосы среди габброидов.

Переходы между этими разновидностями обычно постепенные и заключаются в увеличении количества плагиоклаза и уменьшении моноклинного пироксена. Однако беспироксеновых анортозитов практически не встречается. Макроскопически — это средне-, иногда крупнозернистые и значительно реже мелкозернистые светло-серые, серые и редко темно-серые с сиреневатым оттенком породы. Текстура в них чаще всего бывает массивная, иногда атакситовая или трахитоидная.

Основную массу породы слагает плагиоклаз с попеременным количеством моноклинного и очень редко ромбического пироксена, присутствуют также незначительные количества роговой обманки, биотита, сфена, апатита и титаномагнетита.

Плагиоклаз обычно образует крупные (до 7—8 мм по длинной оси) лейсты с неправильными кристаллографическими ограничениями, иногда встречаются удлиненно-призматические лейсты. Среди крупных кристал-

лов нередко отмечаются более мелкие округлые зерна плагиоклаза 0,5—1мм в поперечнике. Состав плагиоклазов из этих разновидностей пород для различных массивов неодинаков. В породах Витимконского массива он относится к лабрадору № 51, колебания 46—56, среднее по 11 замерам. В Маректинском массиве плагиоклаз также относится к лабрадору № 58 при колебаниях 54—65, среднее по 6 замерам.

Моноклинный пироксен, представленный авгитом, образует неправильной конфигурации кристаллы в межзерновых пространствах лейст плагиоклаза, тем самым подчеркивая пойкилоофитовую структуру этих пород. Минерал окрашен в розовато-буровато-зеленый цвет и имеет пластинчатые включения титаномагнетита, иногда замещается бледно-зеленым амфиболом. Оптические константы клинопироксена: $2V = +50$, $cNg = 42°$, что отвечает авгиту.

Диориты — гибридные породы, развивающиеся по габброидам, наиболее часто встречаются на контакте Атарханского массива с прорывающими его гранитоидами, а также в Озерском габбро-диоритовом массиве. Обычно они состоят из плагиоклаза (55—60%), амфибола, пироксена и биотита (15—25%), кварца (5—10%), изредка встречаются микроклин, в незначительном количестве (меньше 1%) отмечены титаномагнетит, сфен. В некоторых разновидностях встречается значительное количество апатита (до 5% и более).

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы до 1 мм в поперечнике, нередко с зональным строением, центральная часть которого представлена лабрадором (№ 46—60), а краевая — андезином (№ 28—38). Идиоморфные зерна плагиоклаза центральной части зерен содержат массу включений пироксена и титаномагнетита. Биотит и амфибол присутствуют совместно, реже наблюдается замещение амфибола биотитом, а в амфиболе, в свою очередь, отмечаются реликты пироксена. Иногда в диоритах встречаются кристаллы ярко-розового эулита ($2V_{Np} = 78°$). Кварц и микроклин выполняют интерстиции между кристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов.

Габбро-пегматиты находятся обычно в виде шлиро- или линзообразных выделений среди габброидов различных массивов. Они встречаются в Витимконском, Атарханском, Янгудском массивах, в основных породах Баргузинского хребта, на мысе Тонком, в Северном Прибайкалье. Как правило, эти породы ассоциируют с приконтактовыми частями габброидов и прорывающих их гранитоидов.

Обычно это разнозернистые, чаще гигантозернистые породы. Темноцветные минералы, представленные амфиболом или амфиболизированным пироксеном, достигают 15—20 см по длинной оси.

Помимо всех выделенных разновидностей пород массивов габбро-анортозитовой формации отмечены также пространственно с ними связанные многочисленные жилы и дайки диабазов. Эти породы встречаются почти во всех изученных массивах данной формации, однако наиболее широко они рас-

Таблица 7

Химический состав габбро и ассоциирующих с ними жил тектонитов

Окисел	Обр. 134		Обр. 136	
	Габбро	Тектонит	Габбро	Тектонит
SiO_2	51,25	46,45	49,89	46,05
TiO_2	2,28	3,61	0,56	3,95
Al_2O_3	14,30	14,27	18,32	13,95
Fe_2O_3	0,79	1,41	1,13	2,16
FeO	12,29	13,22	6,81	13,71
MnO	0,20	0,23	0,16	0,21
MgO	5,54	5,18	6,40	4,56
CaO	8,84	8,04	10,43	7,57
Na_2O	3,14	3,28	3,10	3,52
K_2O	0,31	1,21	0,65	1,45
H_2O^-	0,02	0,07	0,11	0,08
H_2O^+	1,29	2,20	2,43	1,79
P_2O_5	0,24	0,93	0,06	1,03
Сумма ...	100,49	99,10	100,05	100,03

Примечание. Аналитик Г. А. Кравченко, ИЗК СО АН СССР.

пространены в Витимконском массиве, где слагают либо маломощные тела до 0,5 м, прослеживающиеся на 50—70 м в центре массива, либо широкие полосы диабазов, переходящие в габбро-диабазы. Большинство из них имеют субширотное простирание и крутые резкие контакты с вмещающими их габброидами.

Кроме диабазов в Витимконском же массиве отмечены мелкие субпараллельные жилки тектонитов, которые в отдельных обнажениях этого интрузива образуют как бы мигматитовые инъекции типа эксплозивных образований, описанных Г. И. Туговиком (1974).

Обычно такая порода сложена почти изотропным землистым материалом с округлыми слегка вытянутыми обособлениями плагиоклаза. Плагиоклаз, как правило, значительно соссюритизирован, а сохранившиеся неизмененные участки обладают облачным угасанием. Вмещающие габброиды, рассеченные подобными жилками тектонитов, в приконтактовой части сильно раздроблены, перемяты и рассечены, в свою очередь, тончайшими субмикроскопическими жилками, сложенными тем же землистым неполяризующимся материалом. По составу эти жилообразные тектониты очень близки к вмещающим их габброидам (табл. 7).

Из данных таблицы нетрудно заметить родство этих пород, но вместе с тем отмечаются и некоторые различия, заключающиеся в том, что в тектонитах понижается роль кремнезема, но значительно увеличивается количество рудообразующих окислов — железа и особенно титана. Увеличивается и роль щелочей, особенно калия.

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы этой формации, в сравнении с предыдущей, возможно не имеют такого широкого площадного распространения, но являются наиболее изученными. Несмотря на то, что в данной формации основные разности преобладают над ультраосновными, роль дунитов и перидотитов в площадном отношении той или иной интрузии весьма значительна, так как они занимают в отдельных массивах до 20% площади пород. Это одна из отличительных особенностей данной формации.

Ультраосновные породы

Ультраосновные породы представлены дунитами, перидотитами, плагиодунитами и плагиоперидотитами. Вещественный состав этих разновидностей по Довыренскому, Чайскому и другим массивам подробно освещен в более ранних публикациях различных авторов (Грудинин, 1965; Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972; Касьянов, 1973; Грудинин, 1976). В данном разделе приводятся сведения главным образом по ультраосновным породам Маринкина массива, так как публикации по этой интрузии весьма ограниченные (Прудовский, Грудинин, 1971).

В Маринкином массиве ультраосновные породы представлены в основном дунитами и плагиодунитами, иногда в различной степени серпентинизированными.

Дуниты распространены в левобережной части массива и связаны постепенными взаимопереходами с плагиодунитами.

Это — коричневые, реже темно-коричневые средне- и крупнозернистые породы, состоящие на 90—95%, а иногда и больше, из оливина, плагиоклаза ($< 10\%$) и хромшпинелидов (до 5%). Крайне редко и в ничтожных количествах ($< 1\%$) встречается ортопироксен.

Под микроскопом дуниты имеют панидиоморфнозернистую, участками гипидиоморфнозернистую структуры.

Оливин обычно образует округлые или удлиненные кристаллы, достигающие иногда 6—8 мм по длинной оси, между которыми встреча-

ются более мелкие кристаллы 1—2 мм в поперечнике. Нередко в кристаллах оливина наблюдается четкая спайность по (010). По составу оливин относится к форстерит-хризолиту с 8—12% фаялитовой составляющей ($2V = +89—90°$, 25 измерений), встречаются и более магнезиальные разности ($2V = +86— +88°$, 11 измерений).

В отдельных разновидностях кристаллы оливина насыщены обильными мельчайшими включениями магнетита, тогда порода имеет почти черный цвет. Бывает, что оливин рассечен тончайшими прожилками, состоящими из серпентина, карбоната, талька и магнетита.

Хромшпинелиды обычно рассеяны в породе довольно равномерно, чаще всего приурочены к межзерновым пространствам, образуют изометричные, как правило, октаэдрические кристаллы до 0,5 мм в поперечнике. Еще более мелкие кристаллики нередко включены в оливин. Морфология кристаллов весьма разнообразная, о чем будет сказано ниже. Нередко зерна хромшпинелидов обрастают каймой бледно-зеленой шпинели и окружаются серпентинитовой оболочкой.

Ромбический пироксен в данной разновидности пород Маринкина массива встречается очень редко. Он образует мелкие (0,5—0,7 мм) призматические кристаллы и находится в межзерновых пространствах оливина. По составу ортопироксен относится к энстатиту ($2V = +80— +86°$, $cNg = 8—9$).

Кроме прожилков серпентина, который, по-видимому, представлен лизардитом, иногда в ассоциации с тремолитом встречается пластинчатый антигорит. Нередко в дунитах наблюдаются мелкие вкрапленники сульфидов, которые часто разъедают кристаллы оливина и хромшпинелидов.

Таким образом, описанные породы по вещественному составу мало чем отличаются от таких же пород других массивов этой формации, но вместе с тем все они существенно отличаются от аналогичных пород гипербазитовой формации повышенной железистостью оливинов и другими особенностями, характеристика которых будет дана при петрохимическом анализе данных образований.

Плагиодуниты — характерная разновидность данной формации. С дунитами они имеют постепенные переходы и отличаются от них присутствием до 10% плагиоклаза. Макроскопически ничем не отличаются от вышерассмотренных пород, а под микроскопом в них обнаруживается плагиоклаз.

Оливин по составу почти не отличается от описанных выше дунитов ($2V = +88—90°$); не отличаются по составу и характеру кристаллизации и другие породообразующие, акцессорные и рудные минералы (ортопироксен, хромшпинелиды, сульфиды).

Плагиоклаз выполняет межзерновые пространства, по составу относится к битовниту-анортиту (№ 88—92). При серпентинизации оливина плагиоклаз замещается соссюритом или цоизитом, но эти процессы проявлены весьма незначительно.

Основные породы

Основные породы, подобно ультраосновным, для наиболее типичных массивов данной формации, таких как Довыренский и Чайский, изучены довольно детально в вышеназванных публикациях. Здесь же приводятся сведения главным образом по троктолитам Маринкина массива, как малоизученного представителя своеобразной дунит-троктолитовой ассоциации габбро-перидотитовой формации. Подобная группа расслоенных интрузий, находящихся в южных отрогах Станового хребта, лополито- и пластообразной формы описана в работе С. А. Щеки (1969).

Троктолиты встречены в ассоциации с плагиодунитами Довыренского и Маринкина массива. По количеству в них оливина данные породы можно разделить на меланократовые троктолиты (оливина от 50 до 90%),

Таблица 8

Углы оптических осей оливинов и номера плагиоклазов из плагиодунитов и троктолитов (по разрезам)

№ обр.	Порода	2V	% Fa	№ плагиоклаза
	Довыренский массив			
454	Плагиодунит	+87	3—4	83
473	»	+86	0—2	85
489	»	−90	10—12	70
490	Меланократовое габбро	+90	10—12	68
453	Троктолит	+88	8—10	88
458	Меланократовый троктолит	+87	3—4	71
	Маринкин массив			
3049	Мезократовый троктолит	+87	3—4	89
3055	Плагиодунит	+86	0—2	88
3059	Меланократовый троктолит	+88	5—6	75
3062	Лейкократовый »	+89	8—10	90
3071	Мезократовый »	+88	5—6	86
3080	Меланократовый »	+88	5—6	89
3092	Плагиодунит	+88	5—6	89
3103	Меланократовый троктолит	+90	10—12	90
3107	Плагиодунит	+88	5—6	

мезократовые — 30—50% и лейкократовые от 10 до 30%. Между этими разновидностями, как в Маринкином, так и в других массивах, в частности в Довыренском, наблюдаются постепенные взаимопереходы.

Макроскопически это коричневато-серые среднезернистые породы. Коричневая окраска обусловлена оливином, а серая — плагиоклазом.

Микроскопическое изучение показывает, что все они обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру, обусловленную идиоморфизмом кристаллов оливина по отношению к ксеноморфным включениям плагиоклаза.

Характерной особенностью всех троктолитов (меланократовых, мезократовых и лейкократовых) является то, что по составу оливин и плагиоклаз мало чем отличаются от вышеописанных плагиодунитов и дунитов. Так, по массовым замерам во всех выделенных разновидностях углы оптических осей оливинов колеблются от +87 до ±90° (45 измерений), причем преобладают +88 — +89° (37 измерений), что соответствует 8—10% фаялитовой составляющей. Также незначительно изменяется состав плагиоклазов в данных разновидностях — от № 75—81 до 89—90, преимущественно колеблясь в интервале № 86—89.

Как в дунитах и плагиодунитах, в крупных кристаллах оливина нередко развита довольно четкая спайность по (010). По трещинам оливина развивается серпентин и карбонат, иногда тальк и брусит.

Хромшпинелиды встречаются чаще всего в виде мелких, до 0,5 мм в поперечнике, октаэдров, подобно тем, которые отмечены в дунитах и плагиодунитах; располагаются в породе либо равномерно, либо наблюдаются отдельные скопления в плагиоклазовой массе межзерновых пространствах оливина; включения хромшпинелидов в оливине редки.

В качестве второстепенной примеси в описываемых породах присутствуют единичные кристаллы энстатита ($2V = +66°$).

Ниже приводится сравнительная характеристика углов оптических осей оливинов и состава плагиоклаза по геологическим разрезам для плагиодунитов и троктолитов Довыренского и Маринкина массивов (табл. 8).

Сравнивая оливины и плагиоклазы из плагиодунитов и троктолитов Довыренского и Маринкина массивов, нетрудно заметить их весьма близкое сходство по составу.

Таблица 9

Оптические константы оливинов и плагиоклазов из различных габброидных пород

Порода	Оливин			№ плагиоклаза
	2V	Ng—Np	% Fa	
Довыренский массив				
Дунит	+87,5(17)	0,038	5	
Плагиодунит	+88(8)		6	85(2)
Лерцолит	+89(13)		8	
Троктолит	+90(5)		12	80(5)
Оливиновое габбро	—87(14)		14	74(12)
Габбро				70(11)
Габбро-норит				61(6)
Габбро-пегматит				59(1)
Диорит				38(1)
Чайский массив				
Дунит	+87(7)	0,037	4	78(1)
Перидотит	+89(11)	0,036	8	
Плагиолерцолит				67(8)
Меланократовый троктолит				65(3)
Габбро-лерцолит				68(8)
Оливиновый габбро-норит	—87(5)	0,035	14	72(29)
Габбро-норит				67(26)

Примечание. Оптические константы по Чайскому массиву заимствованы из работы Ф. П. Леснова (1972).

Других основных пород в Маринкином массиве не встречено, если не считать лейкократовых оливиновых норитов в эндоконтактовой части с гранитоидами. Здесь они представлены сильно измененными актинолит-цоизитовыми породами с реликтами плагиоклаза, ортопироксена и оливина.

Различные габброиды (оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты, габбро, габбро-нориты, кварцсодержащие габбро и диориты) довольно широко представлены в Довыренском, Чайском и в других массивах данной формации.

Для общего представления о вещественном составе габброидов Довыренского и Чайского массивов приводится сравнительная таблица оптических констант оливинов и плагиоклазов, являющихся главными типоморфными минералами данной формации (табл. 9).

Сравнивая средние составы оливинов и плагиоклазов из выделенных основных разновидностей пород Довыренского, Чайского и Маринкина массивов, нетрудно заметить их определенную схожесть, хотя наблюдается некоторое различие в железистости оливина и основности плагиоклаза во всех разновидностях изученных массивов.

Здесь же следует обратить внимание на то обстоятельство, что по вещественному составу отмеченные породы Маринкина массива (дуниты, плагиодуниты и троктолиты), пожалуй, следует сравнить с центральной частью Довыренского массива, где обнажаются те же разновидности — дуниты, плагиодуниты и троктолиты. Не исключено, что большая часть Маринкина массива, где возможно ранее были развиты различные габброидные разности, аналогичные породам Довыренского и Чайского массивов, была срезана и «съедена» более поздней гранитной интрузией.

Габбро-пегматиты встречаются в Довыренском и Чайском массивах; обычно они выполняют зоны трещиноватости. В их состав входят плагиоклаз, клино- и ортопироксен, иногда они значительно обогащаются сульфидами. Более подробное описание этих пород можно найти в ранней работе автора (Грудинин, 1965).

Габбро-пегматиты, встреченные в Маринкином массиве, мало чем отличаются от габбро-пегматитов, связанных с Довыренским и Чайским массивами. В этом массиве жилы габбро-пегматитов, имеющие мощность от нескольких сантиметров до 1—2 м, простирающихся на 5—10 м, также представляют собой серую породу пегматоидного облика и пойкилитовой структуры. Состоят они из таблитчатых кристаллов плагиоклаза (№ 64—72) и клинопироксена, представленного плеохроирующим слабоокрашенным авгитом ($2V = +56—61°$, $cNg = 37°$), последний нередко значительно амфиболизирован. В срастании с авгитом встречаются мелкие вростки розового бронзита ($2V = —71°$).

Диабазы. Серия силлоподобных межпластовых тел сопровождает Довыренский массив с северо-запада, в его лежачем экзоконтакте. Мелкие дайки этих пород встречаются непосредственно в породах массива. Эти силлы и дайки имеют рвущие контакты с вмещающими породами и породами массива.

Они представлены темно-серыми, или серыми, чаще всего массивными пикритовыми диабазами, диабазами и габбро-диабазами мелко- или среднезернистого сложения. Состав этих пород приведен ранее (Грудинин, 1965).

По составу указанные породы мало чем отличаются от пород массива. Мало того, они нередко имеют сульфидно-никелевую минерализацию вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа с пирротином и пентландитом. По химизму диабазы имеют близкий состав с пространственно связанными с ними породами массива, особенно по содержанию в них титана, незначительного количества окисного железа и повышенного содержания хрома и никеля. Все это свидетельствует о генетическом родстве пород массива с сопровождающими их дайками.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ, МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И ГРАНИТИЗИРОВАННЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

При описании вещественного состава всех разновидностей пород названных выше формаций уделялось определенное внимание только тем, которые были не затронуты или слабо затронуты постмагматическим процессом. Породы же, возникшие в результате различных метаморфических преобразований, связанные с серпентинизацией, отальк-ованием, карбонатизацией, амфиболизацией, соссюритизацией, гранитизацией и прочей постмагматической деятельностью, которая обусловлена либо воздействием остаточных кристаллизующих растворов, либо влиянием более поздних эманаций, чаще всего кислых интрузий, либо, наконец, воздействием различных флюидов, циркулирующих по тектоническим нарушениям, следует рассмотреть самостоятельно. Таким процессам наиболее интенсивно подвержены ультраосновные и габброидные породы гипербазитовой и габбро-анортозитовой формаций офиолитовых ассоциаций. В этих ассоциациях изменение пород носило как региональный характер, вызывающий обычный метаморфизм в виде серпентинизации, так и локальную метасоматическую переработку.

Породы же габбро-перидотитовой формации, являющиеся постконсолидационными образованиями, постмагматическими преобразованиями затронуты значительно слабее. Здесь эти процессы носят локальный характер и приурочены главным образом к зонам тектонических нарушений. На незначительное проявление процессов серпентинизации в расслоенных интрузиях, размещенных в субплатформенных или в жестких консолидированных структурах, указывает А. А. Маракушев (1975).

Правда, в эндоконтактовой части Довыренского массива, среди существенно ультраосновных пород, отмечаются ксенолиты карбонатных пород с довольно интенсивно проявленными процессами скарнообразо-

вания с диопсидом, монтичеллитом и форстеритом с зоной волластонитовых пород. С. Л. Гурулев, детально изучавший эти образования (Гурулев и др., 1974), считает, что скарны произошли под воздействием магнезиального метасоматоза на карбонатно-известковистые породы. Специалисты (Коржинский и др., 1976), посетившие в 1974 г. этот массив и обследовавшие обнажения скарнов, не разделяют взглядов С. А. Гурулева. Они считают, что эти скарны образовались по магнезиальным породам (доломитам) с широким проявлением волластонитизации.

* *
*

Гипербазиты весьма чувствительны к изменениям физико-химических условий. При этом в них происходят различные постмагматические преобразования и прежде всего серпентинизация, охватывающая большинство массивов гипербазитовой формации Селенгино-Каларского и, особенно, Байкало-Муйского офиолитовых поясов.

Д. С. Штейнберг и И. С. Чащухин, детально изучавшие различные типы и стадии серпентинизации ультраосновных бесполевошпатовых пород, считают, что «серпентинизация — это первое в ходе охлаждения ультрабазитов массовое преобразование под влиянием воды» (Штейнберг, Чащухин, 1977, с. 1). Другие исследователи полагают, что серпентинизацией называется сочетание нескольких химических процессов, происходящих одновременно (Alcorn, Carpenter, 1976).

Серпентиниты — пожалуй, самая распространенная разновидность метаморфических пород среди гипербазитов. В большинстве гипербазитовых тел они развиты как по периферии, так и в центральной части массивов, *часто приурочиваясь к линейным зонам разрывных нарушений.*

Визуально такие породы представлены темно-зелеными образованиями скрытокристаллического сложения и раковистого излома.

За серпентиниты нами условно принимаются те породы, в которых породообразующих первичных силикатов (оливинов и пироксенов) менее 10%. Помимо серпентина в них присутствуют тремолит, тальк, карбонат и хлорит. Серпентиниты разделены по классификации В. Ф. Артемова и Г. А. Ковалева (1967), в которой выделяются три основные группы: лизардит, хризотил и антигорит.

Почти во всех изученных нами массивах в серпентинитах присутствуют реликты оливина и ромбического, иногда моноклинного пироксенов. Размер реликтов весьма разнообразен: от тончайших схиалитовых пятен до крупных линзовидных обособлений. В большинстве своем игольчатые кристаллы серпентина проникают в первичные силикатные, а иногда даже и в рудные минералы. Нередко серпентинизация наблюдается по системе субпараллельных трещин в виде серии жилок. Наиболее распространенная форма замещения гипербазитов серпентином полосчатая. Поэтому серпентиниты довольно часто имеют полосчатую текстуру, обусловленную попеременным чередованием полос серпентинитов и серпентинизированных пород. Полосчатая текстура подчеркивается также и системой параллельных лизардит-магнетитовых прожилков, пронизанных хризотил-антигоритовыми серпентинитами по направлению полосчатости.

Среди наиболее часто встречающихся минералов отмечаются лизардит, хризотил, антигорит, бастит, амфибол, тальк, карбонат, хлорит. В соответствии с этим выделяются и петрографические разновидности: серпентиновые, серпентин-тальковые, тальк-карбонатные, серпентин-тремолитовые и другие породы. Серпентиниты, в свою очередь, подразделяются на лизардитовые, антигоритовые, лизардит-хризотиловые, *хризотил-антигоритовые и хризотил-лизардит-антигоритовые. Микроструктуры* всех этих пород весьма разнообразны, они могут быть листоватыми,

пластинчатыми, петельчатыми, волокнистыми, спутанно-волокнистыми, редко коломорфными.

В наиболее изученном Шаманском массиве серпентиновые минералы представлены главным образом антигоритом, в меньшей степени присутствует лизардит, иногда изотропный серпофит и реже хризотил.

Антигорит встречается в виде листочков и пластинок, минерал двуосный ($2V = -40 - -60°$), что легко позволяет его отличить от хризотила. Габитус пластинчатых или листоватых кристаллов обусловливает листоватую пластинчатую и даже решетчатую структуру породы. В мелкозернистых кристаллах этот минерал определяется по форме кристаллов и чрезвычайно низкой, нередко аномальной, интерференционной окраске.

Лизардит обычно встречается в породах не полностью затронутых серпентинизацией. Он имеет более высокие светло-серые цвета интерференции, обладает совершенной спайностью, развивается непосредственно по оливину. Нередки случаи, когда по более светлому лизардиту наблюдаются новообразования антигорита. Среди лизардитов встречаются как одноосные, так и двуосные ($2V = +82$ до $+86°$).

Тремолит довольно часто встречается не только в серпентинитах, но и в слабо серпентинизированных разностях гипербазитов всех нами изучавшихся массивов. Крупные призматически удлиненные кристаллы тремолита обычно обусловливают нематобластовую структуру породы. Угол оптических осей его колеблется от -82 до $-86°$.

Хотя сами по себе процессы серпентинизации дунитов и перидотитов альпинотипных гипербазитов, как отмечает А. А. Маракушев (1975), обычны для офиолитовых комплексов, тем не менее они нередко бывают довольно сложными и заслуживают всестороннего изучения.

Серпентин-карбонатные, серпентин-тальк-карбонатные породы встречаются почти повсеместно и, как правило, образуют сплошную или прерывистую оторочку вокруг крупных массивов, контролируются зонами разрывных нарушений. Иногда такие породы встречаются и внутри массивов, но также приурочены к тектоническим зонам. В минеральный состав их входят серпентин, тальк, карбонат. Наиболее часто они встречаются среди ультраосновных пород Шаманского массива. В этом массиве изложенные процессы проявлены довольно интенсивно, причем широко отмечается, как указывалось выше, вторичная оливинизация, так что распознать первичную природу бывает довольно затруднительно.

Кроме серпентин-карбонатных и карбонатных жилообразных обособлений в эндоконтактовой части Шаманского массива отмечаются маломощные кварцевые жилы. Эти жилы приурочены к тектоническим подвижкам. Мощность их весьма непостоянная: от 50—60 до 2—3 см, а иногда они и совсем выклиниваются. Под микроскопом обнаружено, что серпентин-кварцевая порода представлена сетью жилообразных агрегатов листьевидных кристаллов низкотемпературного халцедоновидного кварца (см. Приложение, фиг. 13), среди которого отмечаются округлые, реже удлиненные обособления серпентина. Причем эти обособления также часто пронизаны тончайшими жилками халцедона. Иногда среди серпентина отмечаются буроватые волокна с более низким показателем преломления. Эти волокна развиваются совместно с серпентином, возможно даже по серпентину. Ввиду весьма ограниченных размеров и их тесного переплетения с серпентином, точно диагностировать этот минерал не представляется возможным. Подобный волокнистый минерал, развивающийся по форстериту в кальцифирах Юго-Западного Прибайкалья, А. А. Коневым диагностируется как девейлит (Конев и др., 1974).

Тремолит-актинолитовые и актинолит-плагиоклазовые породы встречены в экзоконтактовой части серпентинитов массива Гольцы. Чаще всего они светло-зеленого цвета и имеют постепенные переходы друг в друга.

Тремолитовые породы состоят почти нацело из игольчатых или лучистых удлиненных кристаллов тремолита ($2V = -84°$, $cNg = 12°$) с плохо выраженными концевыми гранями, кроме того, в них присутствует тальк, незначительное количество серицита, иддингсита, магнетита и сульфидов.

Иногда в мономинеральных тремолититах по трещинам спайности появляется светло-зеленый актинолит. По мере приближения к плагиоклаз-актинолитовым породам тремолит постепенно исчезает и сменяется на актинолит. Актинолит-тремолитовые породы имеют серую и зеленовато-серую окраску, состоят из крупных пластинчатых кристаллов бесцветного тремолита ($2V = -85—86°$), по трещинам спайности которого или по краевым частям образуются каймы плеохроирующего от желтовато-зеленого до бутылочно-светло-зеленого актинолита ($2V = -80°$). В местах перехода тремолита в актинолит часто наблюдаются обособления бурых гидроокислов железа.

Актинолит-плагиоклазовые породы встречаются также среди тремолит-актинолитовых в виде множества разнообразных по форме и размеру (от 0,2 до 200 м в поперечнике) тел в массиве Гольцы. Макроскопически они представляют собой светло-зеленую или светло-зеленовато-серую породу, обладающую четкой гнейсовидностью, ориентированную вдоль длинной оси массива и вмещающих пород. Под микроскопом порода имеет гранобластовую или гранонематобластовую структуру. В ее состав входит попеременное количество плагиоклаза и актинолита, иногда такая порода приближается к мономинеральным актинолититам. Кроме актинолита и плагиоклаза в породе присутствует эпидот, мусковит, гранат, шпинель, хлорит, магнетит и сульфиды (пирит, пирротин).

Актинолит имеет разнообразную форму и размеры: в одних случаях это крупные удлиненные призмы с «занозистыми» ограничениями до 3 мм в поперечнике, другие же кристаллы заключены в зерна плагиоклаза в виде мельчайших игл. По составу актинолит относится к железистой разности тремолит-актинолитового ряда ($2V = -80—82°$).

Плагиоклаз в этих породах наблюдается в виде мелкоагрегатных скоплений с редкими довольно крупными обособлениями. Последние получаются за счет перекристаллизации мелкокристаллических агрегатов. Причем это хорошо заметно по реликтовым полоскам в более крупных перекристаллизованных зернах. В отдельных случаях наблюдается, как перекристаллизованный плагиоклаз образует жилообразные обособления с реликтами актинолита. По составу плагиоклаз колеблется от лабрадора № 59 до битовнита № 70. Иногда встречается более поздний альбит. Эпидот в породе образует линзообразные скопления среди актинолита, а мусковит и альбит находятся среди перекристаллизованного основного плагиоклаза. Здесь же встречаются мелкие зерна граната и тончайшие жилообразные обособления темно-зеленой шпинели.

Установлено, что актинолит-плагиоклазовые породы в зоне северо-западного экзоконтакта массива Гольцы развиваются по тонкополосчатым карбонатным породам, переслаивающимся с роговиками. Для начальной стадии замещения характерно послойное распределение вновь образованных минералов: диопсид с примесью актинолита, цоизит-плагиоклаз-карбонатный агрегат минералов, цоизит-эпидот-гранат; линзы и прослои роговика интенсивно актинолитизированные. В дальнейшем пироксеновые прослои полностью замещаются актинолитом, а карбонатные и цоизитовые — основным плагиоклазом. В зоне эндоконтакта гипербазитового массива серпентиниты интенсивно амфиболизированы. Контактово-реакционные зоны актинолит-плагиоклазовых пород всегда окружаются актинолит-тремолитовыми образованиями.

Подобные метасоматические явления наблюдались на контакте вмещающих биотит-кордиеритовых роговиков с гипербазитами этого же массива на его северо-восточной стороне. Роговики в интервале 0,1—

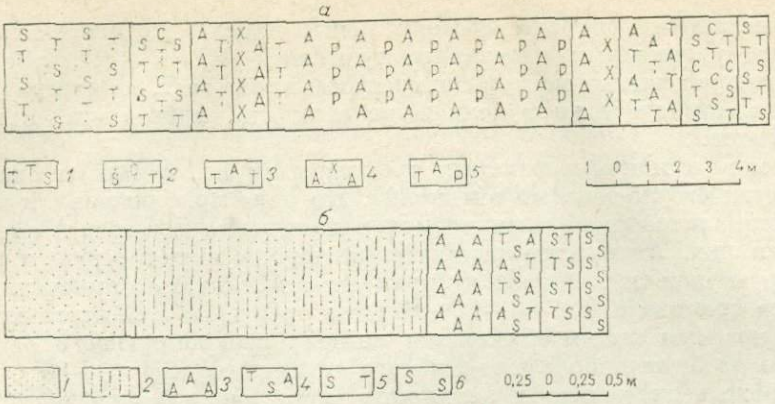


Рис. 21. Биметасоматическая зональность в гипербазитах массива Гольцы.

а. Контакт полосчатых актинолит-плагиоклазовых метасоматитов с серпентинитами. *1* — серпентиниты с тремолитом; *2* — серпентин-тремолит-актинолитовые породы с карбонатом; *3* — актинолит-тремолитовые породы; *4* — актинолит-хлоритовые породы; *5* — тремолит-актинолитовые породы с диопсидом.

б. Контакт серпентинитов с биотит-кордиеритовыми роговиками. *1* — биотит-кордиеритовые роговики; *2* — те же роговики с актинолитом и эпидотом; *3* — актинолитовые породы; *4* — антигорит-актинолит-тремолитовые породы; *5* — серпентиниты с тремолитом; *6* — антигоритовые серпентиниты с реликтами оливина.

0,3 м превращены в мелкокристаллические актинолитовые породы, а на расстоянии 10 м от контакта они интенсивно актинолитизированы. По ультраосновным породам развивается зона актинолит-тремолитовых метасоматитов (рис. 21).

Приведенные выше данные позволяют сделать заключение, что актинолит-плагиоклазовые и актинолитовые породы, широко развитые в юго-восточной половине массива Гольцы, образовались в результате метасоматического замещения ксенолитов вмещающих пород, а не габброидов, как это считалось ранее. Этот вывод подтверждается также рядом других признаков: а) по форме тела актинолит-плагиоклазовых пород обычно изолированы; б) текстуры и структуры этих пород свойственны метаморфическим образованиям; в) в актинолит-плагиоклазовых породах отмечаются реликты роговиков.

Конгломератовидные серпентиниты, как указано выше, встречены среди гипербазитов бассейна р. Джиды и наиболее детально изучены нами в Дархинтуйском массиве.

Макроскопически такие породы напоминают осадочные конгломераты, в которых цемент и обломочная часть сложены главным образом массивными темно-зелеными или черными серпентинитами. Форма галек эллипсовидная, реже округлая, с довольно гладкими почти отполированными поверхностями, размер от нескольких сантиметров до 0,5 м. Галька количественно почти всегда преобладает над цементом. Для цементирующей массы серпентинита характерна постоянная рассланцованность, подверженность карбонатизации и реже отальк ованию.

Макроскопическое изучение этих пород показало, что они состоят на 15—20% из цемента, остальная часть приходится на обломочный материал. Причем большая часть цемента (около 70%) приходится также на мелкие эллипсовидные обломки серпентинита размером до 2 мм в поперечнике с четкими ограничениями. Для такого цемента характерна псефитовая структура, залеченная базальным цементом массивной текстуры. Во всей массе породы наблюдаются мельчайшие жилки, выполненные серпентином и карбонатом, которые, в свою очередь, рассекают более крупные обломки, внедряясь в них из цементирующей массы. Серпентиниты в обломках представлены теми структурными и минералогиче-

Таблица 10

Химический состав «галек» конгломератовидных серпентинитов Дархинтуйского массива

Окисел	Серпентинит	Метагаббро	Кварцит	Окисел	Серпентинит	Метагаббро	Кварцит
SiO_2	35,54	42,80	91,10	MgO	40,20	5,46	2,34
TiO_2	Не обн.	1,41	Не обн.	CaO	1,35	15,20	3,25
Al_2O_3	0,22	17,70	0,54	Na_2O	0,10	0,50	0,10
Fe_2O_3	5,52	8,53	0,41	K_2O	0,12	0,12	0,12
FeO	2,19	4,89	0,75	Cr_2O_3	0,51	0,01	0,02
MnO	0,10	0,14	0,02	П.п.п.	14,52	3,29	1,60
				Сумма..	100,37	100,05	100,25

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Иркутского геологоуправления, аналитик Т. Н. Железнова.

скими разновидностями, которые характерны для гипербазитовых массивов этого района. В цементирующей массе встречаются пластинчатый антигорит, серпофит, карбонат, мелкочешуйчатый тальк и серицит. Следует отметить, что карбонат в этих породах, по-видимому, входит не только в состав цемента и мелких прожилков, но и составляет часть крупнообломочного материала, где он образует округлые скопления, пронизанные тончайшими иглами хризотила. Присутствие многочисленных округлых и эллипсовидных обособлений карбоната наводит на мысль, что такие обособления, представленные первичной галькой, в процессе динамометаморфизма подверглись интенсивной перекристаллизации с образованием скоплений и отдельных кристаллов карбоната вместе с тальком и хлоритом.

По мере приближения к западному контакту конгломератовидных серпентинитов появляется галька габброидов, вначале она встречается спорадически, а к западу становится преобладающей. Сложена такая галька мелко- и среднезернистыми массивными метаморфизованными габбро. Нередко эти габбро обладают бластогаббровой и грано бластовой структурой, массивной текстурой. Темноцветные минералы породы представлены зеленой роговой обманкой, встречаются псевдоморфозы хлорита *по авгиту; плагиоклаз идиоморфный сильно соссюритизированный*, размером до 1,5—2 мм в поперечнике. Карбонат находится в виде зерен неправильной формы по всей массе породы. В составе цементирующей массы встречается дезинтегрированный материал основного состава. Кроме метагаббро в «гальках» встречаются, правда весьма спорадически, микрокварциты голубовато-зеленого цвета, микрогранобластовой структуры, массивной текстуры. Ниже приводится химический состав галек, встреченных в конгломератовидных серпентинитах Дархинтуйского массива (табл. 10).

Асбест обычно пространственно связан с телами гипербазитов. В пределах развития гипербазитовой формации байкалид, в бассейне р. Муи, находится ряд асбестовых месторождений.

Месторождение Молодежное, с которым связаны промышленные скопления этого ценного сырья, приурочено к ряду интенсивно серпентинизированных расщепленных тектоникой мелких тел одноименного массива. Причем, как отмечает К. Г. Башта (1974), один из исследователей, который наиболее детально изучал этот массив, некоторые из этих расщепленных тел участвуют в складчатости. На приуроченность хризотил-асбестовой минерализации к тектоническим трещинам указывают также В. П. Еремеев и А. К. Сибелев (1972).

Таблица 11

Химический состав нефритов из гипербазитовых массивов Восточного Саяна и Средне-Витимской горной области

Окисел	ж-3	ж-13	ж-11	451б	451г
SiO_2	56,88	56,40	54,20	52,48	55,10
TiO_2	0,09	0,06	0,08	0,45	Не обн.
Al_2O_3	1,65	0,91	2,35	2,24	1,27
Fe_2O_3	0,51	0,53	0,30	1,34	1,15
FeO	2,52	4,39	2,86	5,64	3,25
MnO	0,13	0,08	0,07	0,11	0,12
MgO	22,87	22,63	24,27	21,79	22,62
CaO	12,89	12,30	11,72	10,87	14,15
Na_2O	0,22	0,32	0,25	0,16	Не обн.
K_2O	0,12	0,12	0,10	0,10	»
H_2O^-	0,14	0,06	0,13	0,30	»
Cr_2O_3	0,28	0,12	0,20	0,15	0,11
NiO	0,10	0,14	0,15	0,13	0,15
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П.п.п.	1,24	1,20	3,18	3,46	2,10
Сумма	99,65	99,27	99,87	99,23	100,03

Примечание. Обр. ж-3, ж-13 и ж-11—Голыкгольское месторождение нефрита из Восточного Саяна, Иркутское геологическое управление, аналитик М. М. Шеметова; обр. 451б и 451г— нефриты из Парамского массива, анализы взяты из работы С. А. Гурулева, К. Ш. Шагжиева (1973).

В задачу наших исследований не входило изучение асбестовых месторождений района, тем более, что самое крупное из них — Молодежное — довольно детально изучено (Соболев, 1965; Круцко и др., 1967; Башта, 1974). Это месторождение характеризуется высоким содержанием асбестового волокна и, как отмечает К. Г. Башта, «...уникальной насыщенностью текстильными сортами...» (Башта, 1974, с. 122). Ссылаясь на исследования вышеуказанного автора, отметим, что проявления асбеста имеются и в целом ряде других массивов района, в частности в Усть-Келянском, Шаманском, Парамском, но они в основном убогие и практической ценности не представляют.

Нефрит встречается в ряде массивов гипербазитовой формации байкальского и каледонского этапов. Среди гипербазитов Байкало-Муйского пояса небольшие линзы темно-зеленого нефрита отмечаются в Парамском и Шаманском массивах, а также в гипербазитах бассейна р. Джиды Селенгино-Каларского пояса.

Изучение геолого-структурного положения большинства нефритовых месторождений показало, что все они пространственно приурочены к массивам альпинотипных гипербазитов, которые обычно размещаются в зонах глубинных разломов. В настоящее время считается установленным, что нефритовые жилы возникают в результате метасоматических процессов на контакте серпентинитов и алюмосиликатных пород основного или кислого составов. По мере метасоматического замещения серпентинитов образуются спутанно-волокнистые обособления тремолититов с унаследованной структурой серпентинитов. Алюмосиликатные же породы при этом преобразуются в так называемые родингиты, состоящие из хлорита, амфибола тремолит-актинолитового ряда, альбита и кварца, иногда граната, везувиана и пренита.

На первую находку нефрита в пределах Средне-Витимской горной страны указал Ю. К. Дзевановский (1946). Этим исследователем в 1944 г.

найден окатанный валун светлого фисташково-зеленого нефтита по р. Калару (правый приток р. Витима, среднее течение). Позднее В. П. Солоненко (1959) отметил, что светлая галька этого ценного поделочного камня найдена на р. Ципе (левый приток р. Витима, среднее течение).

С. А. Гурулев и К. Ш. Шагжиев (1973), изучавшие коренное месторождение нефрита в Парамском гипербазитовом массиве, установили, что нефрит здесь залегает «среди тремолитовых пород» в эндоконтактовой части гипербазитового тела.

К тремолититам также приурочена жила нефрита, встреченная в Шаманском гипербазитовом массиве. Под микроскопом такой нефрит состоит из тончайших спутанно-волокнистых агрегатов тремолита с примесью хлорита, в небольшом количестве встречаются магнетит и хромшпинелиды. По химическому составу нефриты, генетически связанные с Парамским массивом, мало чем отличаются от широко известных нефритовых месторождений Восточного Саяна (табл. 11).

В 1975 г. в косовых отложениях среднего течения р. Витима автором настоящей работы обнаружены окатанные глыбы яблочного светло-салатно-зеленого, светло-серого и темно-зеленого нефрита. Годом позже автором и геологами экспедиции № 123 Министерства геологии СССР многочисленные валуны светлых оттенков (от совершенно белого до сине-зеленого) нефрита найдены не только по р. Витиму, но и по русловым наносам р. Бамбуйки. (Грудинин Секерин, 1976) Светлые окатанные глыбы нефрита, встреченные в русловых отложениях р. Витима и его притоков — Ципы, Калара и Бамбуйки, различаются не только по цвету, но и по текстурным особенностям. В них нередко наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием как тонковолокнистых агрегатов тремолита с более крупными пластинчатыми обособлениями, так и светлых полос с более темными (см. Приложение, фиг. 14), некоторые валуны нефрита заключены в карбонатную «рубашку». Все это указывает на своеобразные условия образования этих пород.

Микроскопическое изучение показало, что нефриты светлых оттенков не имеют каких-либо различий. Все они состоят из тесно переплетенных тончайших игл тремолита. Иногда эти иглы собраны в пучки, перекручены, нередко имеют вид своеобразных завитушек или образуют сплошную спутанно-волокнистую «пуховую» массу. Размер волокон составляет от 0,005 × 0,01 до 0,01—0,1 мм. Нередко структура нефрита приобретает вид войлока. Из других минералов вместе с амфиболом в небольшом количестве встречаются остатки моноклинного пироксена, по концевым граням которого развивается метельчатый тремолит (см. Приложение, фиг. 15а). В отдельных шлифах среди волокнистой массы просматриваются ограничения первичных кристаллов, по-видимому, таблитчатого диопсида (см. Приложение, фиг. 15б).

По рентгено-структурным данным, изученные нефриты Средне-Витимской горной страны не имеют существенных отличий от нефритов, связанных с гипербазитами из Восточного Саяна. Правда, различия в параметре b выходят за пределы погрешностей их определений:

	a Å	b Å	c Å	β		a Å	b Å	c Å	β
Ж-11	9,85	18,12	5,29	104°29′	3 к	9,78	18,01	5,25	104°29′
Ж-13	9,86	18,10	5,30	104 37	4 тбз	9,82	18,04	5,28	104 36
Ж-3	9,86	18,13	5,30	104 38	5 свз	9,84	18,01	5,30	104 44
Ж-5	9,86	18,11	5,31	104 39	6 ссз	9,82	18,04	5,28	104 43
3/4	9,80	18,05	5,27	104 38	7 б	9,82	18,04	5,28	104 52
1 тз	9,81	18,05	5,29	104 29	8 нд	9,84	18,06	5,27	104 38
2 сз	9,81	18,06	5,27	104 47					

Примечание. Среднеквадратичные погрешности определения параметров: $\Delta a = \pm 0{,}02$; $\Delta b = \pm 0{,}01 - 0{,}03$; $\Delta c = \pm 0{,}01$; $\Delta \beta = \pm 10$. Образцы ж-11, ж-13, ж-3, ж-5 и 3/4 зеленый нефрит Горлыкгольского месторождения. Образцы 1—8 — Средне-Витимская горная страна: 1 тз — темно-зеленый, 2 сз — сине-зеленый, 3 к — кремовый (равномерно обохренный), 4 тбз — табачно-зеленый, 5 свз — светло-зеленый, 6 ссз — светло-светло-зеленый, 7 б — белый, 8 нд — нефритоид (с эпидотом).

Рентгенограммы проиндуцированы по расчетной дифрактограмме для тремолита (Smith, 1969) Е. К. Васильевым и Т. А. Сутуриной.

Таблица 12

Химический состав светлых нефритов из русловых и косовых отложений р. Витима

Окисел	1тз	2сз	3к	4тбз	5свз	6ссз	7б	8нд
SiO_2	56,82	57,20	57,00	56,90	56,90	57,40	56,90	56,30
TiO_2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al_2O_3	1,65	0,67	0,90	1,15	0,90	0,50	0,87	1,05
Fe_2O_3	1,19	0,18	1,10	0,44	0,74	0,44	0,31	0,21
FeO	0,55	1,64	Не обн.	0,41	0,14	0,14	0,27	1,34
MnO	0,16	0,16	0,06	0,06	0,06	0,04	0,02	0,13
MgO	23,40	22,58	22,13	22,00	22,40	22,34	23,74	21,53
CaO	14,02	14,02	16,54	16,26	14,02	16,54	14,30	17,10
Na_2O	0,10	0,13	0,10	0,13	0,10	0,07	0,10	0,13
K_2O	0,10	0,10	0,18	0,14	0,07	0,07	0,08	0,06
П.п.п	2,07	3,40	1,84	2,56	4,72	2,52	3,86	1,84
Сумма	100,06	100,08	99,85	100,05	100,05	100,06	100,45	99,69

Примечание. Аналитик О. В. Агалакова. CoO, NiO, Cr_2O_3, TiO_2 — ниже предела определения, спектральный количественный анализ, аналитик В. А. Русакова. Номера образцов соответствуют таковым на с. 71

Однако по химизму светлые нефриты бассейна р. Витима значительно отличаются от нефритов, непосредственно находящихся в гипербазитовых массивах. Если сравнить химический состав нефритов, обнаруженных непосредственно в гипербазитах со светлыми нефритами, найденными в косовых отложениях долины р. Витима, то прежде всего обращает на себя внимание весьма низкое содержание в последних закисного железа, почти полное отсутствие таких окислов, как NiO, CoO, Cr_2O_3, TiO_2. Они к тому же характеризуются более высокими содержаниями извести (табл. 12).

В районе, где отмечены валуны и глыбы светлого нефрита (бассейны рек Бамбуйка, Калар и Ципа), не встречено тел гипербазитов. В свое время на эту особенность обратил внимание и Ю. К. Дзевановский (1946). Но в этом регионе большое развитие имеют толщи метаморфизованных доломитов. Геолого-съемочными работами Г. Л. Митрофанова, П. В. Осокина, И. А. Турчанинова установлено, что на контакте гранитоидов и доломитов широко развиты процессы тремолитизации этих доломитов.

Если темно-зеленый нефрит, встреченный в коренном залегании среди гипербазитов Парамского и Шаманского массивов, генетически связан с породами ультраосновного состава, то природа светлых нефритов еще не выяснена. Не исключено, что светлый нефрит образуется не в телах гипербазитов, как большинство известных нефритовых месторождений, а в иных условиях, связанных с метасоматическим преобразованием карбонатных толщ на контакте с гранитоидами. Данное обстоятельство указывает на совершенно другой генезис этих своеобразных пород. Выявленный ареал распространения нефрита светлых тонов позволяет говорить о существовании новой нефритоносной провинции в Средне-Витимской горной стране и, по-видимому, совершенно нового генетического типа.

* * *

Постмагматические процессы, особенно интенсивно проявленные в породах габбро-анортозитовой формации, наиболее характерны именно для данной формации. В подавляющем большинстве массивов габброиды значительно соссюритизированы и амфиболизированы. Однако, как пра-

вило, центральные части массивов, за некоторым исключением, остаются незатронутыми или слабо затронутыми постмагматическими процессами. Особенно интенсивно изменены те породы, которые прорываются более поздними кислыми интрузиями, пространственно связанными с тектоническими нарушениями. Процессы постмагматического изменения носят различный характер: либо это обычная соссюритизация и амфиболизация, которая характерна почти для всех массивов, либо вместе с этим породы в значительной степени окварцованы и гранитизированы, а в отдельных случаях появляются совершенно новые породы, такие как друзиты или цоизититы.

Соссюритизированные и амфиболизированные габбро и диориты встречаются во всех массивах габбро-анортозитовой и габбро-перидотитовой формаций. В последней они встречаются значительно реже и обычно крайне локально приурочены к различным тектоническим нарушениям. Причем в последних процессы соссюритизации плагиоклаза проявлены намного сильнее, чем амфиболизация пироксена. Например, в Довыренском массиве встречаются габброиды, где плагиоклаз полностью превращен в соссюритовое вещество, а моноклинный пироксен едва затронут амфиболизацией по краям кристаллов.

В габброидах габбро-анортозитовой формации вторичные амфиболы входят в состав минеральных парагенезисов рассматриваемых пород и наиболее часто представлены тонковолокнистой уралитовой роговой обманкой, реже пластинчатыми выделениями зеленой роговой обманки и актинолита. Первичные минералы, такие как моно- и ортопироксены, а особенно оливины, встречаются чрезвычайно редко. Отмечено, что по мере увеличения амфиболизации пироксенов, в породе идет заметное раскисление основного плагиоклаза с сохранением реликтов габбровой структуры. Такие породы по составу породообразующих минералов приближаются к диоритам, почему многие исследователи называют их габбро-диоритами, а по химизму они мало чем отличаются от габброидов. В некоторых массивах, например Атарханском, такие габбро-диориты постепенно переходят в диориты и кварцевые диориты. Причем в этих породах заметно сохраняется габбровая структура. Плагиоклаз часто обладает зональным строением, ядро кристалла представлено лабрадором № 52—58, а краевая часть — андезином № 38—42. В кварцсодержащих диоритах постепенно уменьшается количество пироксенов и амфиболов, зато возрастает роль биотита, появляется кварц, а иногда даже решетчатый микроклин, при этом естественно меняется химический состав, приближаясь к гранитоидам.

Гранитизированные габбро встречаются на контакте габброидных массивов, прорванных более поздними кислыми интрузиями гранитов. Они характерны для пород габбро-анортозитовой формации и наиболее широко проявлены во многих габброидных массивах, в том числе Витимконском, Янгудском, Атарханском, в габброидах Центрально-Баргузинского хребта. В Янгудском массиве зона гранитизации имеет несколько сот, а в отдельных участках достигает 1000 м и более (рис. 22). Причем процесс гранитизации, как правило, начинается по трещинам в габброидах (см. Приложение, фиг. 16а), которые по мере приближения к гранитной интрузии значительно осветляются (см. Приложение, фиг. 16б).

В названных выше массивах процесс гранитизации габброидов начинается с появления в амфиболизированных и соссюритизированных габброидах ксеноморфных и жилообразных скоплений кварца. Причем вначале кварца очень мало (до 5%), в этом случае состав плагиоклаза почти не изменяется. Однако по мере приближения к гранитной интрузии происходит более интенсивное окварцевание, состав плагиоклазов понижается до андезина № 42, появляется много альбита, вместе с кварцем встречается биотит и микроклин (см. Приложение, фиг. 16в). Эти минералы образуют каймы вокруг плагиоклаза и пироксена или амфибола.

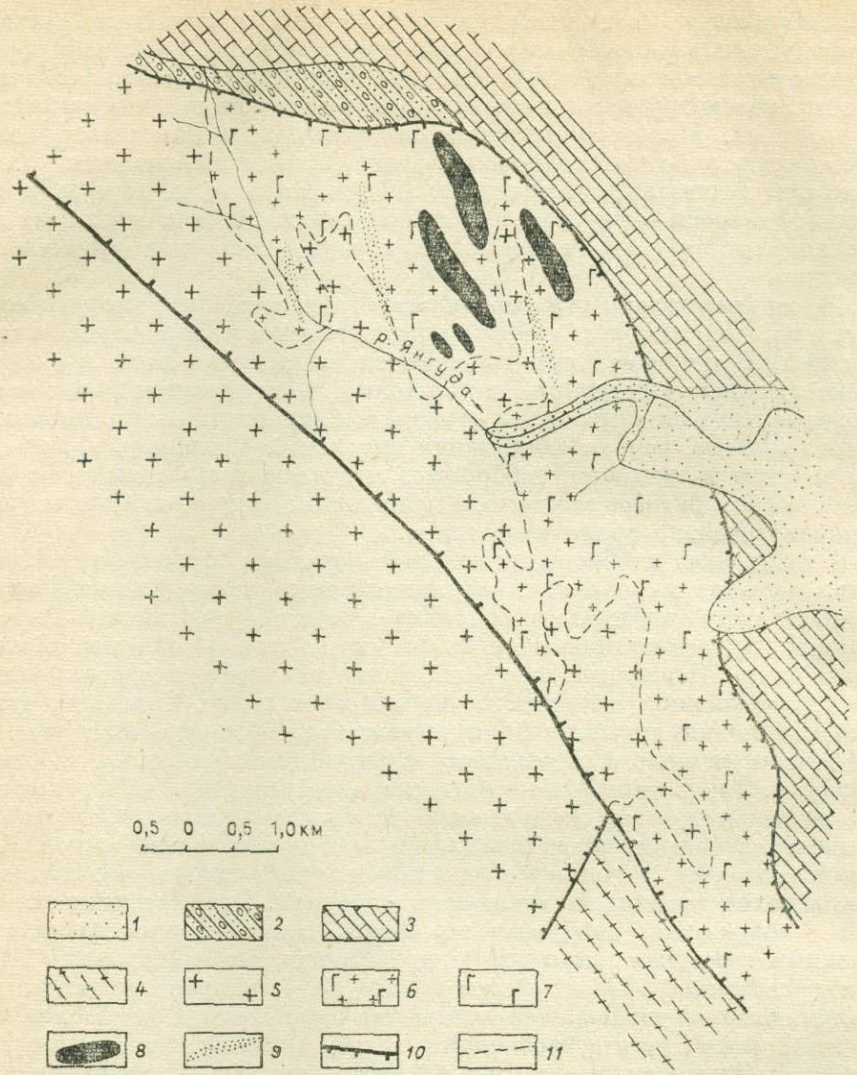


Рис. 22. Схема геологического строения Янгудского массива. Составлена с использованием материалов Г. Л. Митрофанова.

1 — четвертичные отложения; *2* — конгломераты и *3* — карбонатные породы нижнего кембрия; *4* — сланцы и гнейсы нижнего протерозоя; *5* — гранитоиды; *6* — гранитизированные габбро; *7* — габброиды; *8* — серпентиниты; *9* — зоны интенсивной эпидотизации; *10* — тектонические нарушения; *11* — условная граница гранитоидов с габброидами.

В данном случае возможны такие вновь образованные минеральные парагенезисы: монопироксен + лабрадор = амфибол + андезин + альбит + + магнетит = биотит + андезин + альбит + кварц + магнетит. Нередко вместе со скоплениями биотита наблюдаются скопления рудного вещества (магнетита?).

Более интенсивный процесс гранитизации, наблюдаемый в Янгудском массиве и описанный нами ранее (Грудинин, 1974), сопровождается новообразованием четуйчатого хлорита, агрегатов эпидота и карбоната. Хлорит развивается на месте кристаллов пироксена, нередко образует тонкие жилки или каймы вокруг новообразований кварца и альбита. Иногда он находится совместно с эпидотом, но всегда отмечается его более позднее происхождение, так как мелкие жилки хлорита рассекают агрегаты эпидота. По составу он относится к прохлориту ($Nm = 1{,}629 \pm$

± 0,002). Карбонат образует мелкие жилки и линзообразные обособления.

Краткое описание этого массива можно найти также в работе В. В. Ляховича (1955).

Друзиты. Выше уже описывались троктолиты с келифитовыми каймами, иногда они частично или полностью метаморфизованы так, что первичных минералов практически не отмечается. Такие породы со сложными каймами вокруг серпентинизированного оливина на контакте с плагиоклазом встречаются довольно часто. Возникновение подобных реакционных кайм свидетельствует о неустойчивости сочетания «плагиоклаз — оливин» при изменении физико-химических условий. Отсутствие реакционных кайм в троктолитах Довыренского массива указывает на стабильность этих образований. Широкое развитие келифитовых кайм в троктолитах мыса Тонкого, на северо-западной оконечности оз. Байкал, свидетельствует об изменении физико-химических условий, в которых находились эти породы. Эти изменения связаны с прорыванием троктолитов жилами гранит-аплитов.

Внешне друзиты представляют собой крупнозернистую буровато-коричневато-серую пятнистую породу с хорошо отпрепарированными каймами вокруг интенсивно серпентинизированного оливина.

Под микроскопом порода имеет венцовую структуру с многочисленными каймами из ромбического и моноклинного пироксенов, амфибола и талька вокруг в различной степени серпентинизированного оливина (см. Приложение, фиг. 17). Оливин обычно разбит многочисленной сетью трещин, залеченных серпентином и магнетитом с бурыми гидроокислами железа, по составу оливин относится к хризолиту ($2V = -85 - -89°$, что отвечает 13—22% Fe_2SiO_4). Внутренняя кайма, примыкающая к оливину и представленная ромбическим пироксеном, по составу отвечает бронзиту ($2V = -73 - -87°$, 17—20% $FeSiO_3$), который сменяется либо диопсидом ($cNg = 37°$, $2V = +53°$), либо светло-зеленым лучистым актинолитом или сильно плеохроирующим, от красно-коричневого до бесцветного, керсутитом ($2V = -80 - -85°$).

Нередко в каймах встречаются листочки светло-бурого биотита, а также скопления чешуек талька, плеохроирующего в светло-желтых тонах. В местах наибольшего скопления талька встречаются мелкие зерна ярко-зеленой шпинели.

Плагиоклаз в друзитах образует разнозернистые агрегаты кристаллов со сложной двойниковой структурой. По составу он относится либо к лабрадору (№ 56—68), либо к битовниту (№ 70—73). В отдельных случаях кристаллы плагиоклаза не затронуты постмагматическими преобразованиями, иногда же они интенсивно соссюритизированы с новообразованием землистых агрегатов соссюритового вещества и аномального цоизита.

В зонах дробления друзиты подвергаются интенсивной перекристаллизации с полным выносом рудного вещества, наблюдается раскисление основного плагиоклаза до олигоклаза и новообразование крупных скоплений цоизита — клиноцоизита, а также лучистого зеленого актинолита.

В центральной части зон дробления вышеописанные породы превращены в клиноцоизит-актинолитовые сланцы с хлоритом и кварцем.

Цоизититы встречаются только в Маринкином массиве и являются своеобразной гигантской каймой в 150—200 м мощности между относительно свежими троктолитами и прорывающими их гранитоидами.

Внешне это светло-серые или светло-зеленые среднезернистые породы массивного сложения.

Под микроскопом они имеют гранобластовую структуру и состоят из крупных призматических, нередко удлиненных до 2—3 мм в поперечнике кристаллов аномального цоизита, находящегося в мелкоагрегатной части того же минерала. Иногда в породе встречается небольшая

примесь удлиненных кристаллов светло-зеленого актинолита и редкие реликты сильно цоизитизированного плагиоклаза с новообразованиями альбита.

По мере приближения к неизмененным породам массива в таких цоизититах увеличивается количество актинолита и появляется серпентин. В небольших количествах присутствуют карбонаты, тальк, рудные минералы.

ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В этом разделе приводятся краткие сведения о морфогенетических особенностях акцессорных хромшпинелидов из дунитов гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций как типоморфной минерализации для данных пород. Более подробную информацию по этому вопросу можно найти в работе Э. Л. Прудовского с соавторами (1972а). В этом же разделе рассмотрена природа несвойственной этим породам минерализации из некоторых гипербазитовых массивов Байкальской горной области (Грудинин и др., 1973).

Работами Г. А. Соколова (1948), Н. В. Павлова с соавторами (1968) и других исследователей установлено, что состав хромшпинелидов закономерно изменяется в ходе кристаллизации ультраосновного расплава. На ранних стадиях формируются более железистые и высокохромистые хромшпинелиды, ассоциирующие с дунитами, на поздних этапах — глиноземистые и магнезиальные разновидности, характерные для гарцбургитов. От состава пород обычно зависят морфологические особенности и содержания интересующего нас акцессорного минерала.

Выявление черт сходства или различия морфологических особенностей (размера, формы) хромшпинелидов из дунитов разных формаций сделано с помощью статистической количественной оценки морфологических особенностей этого минерала. Изучены хромшпинелиды из дунитов Маринкина, Шаманского и Парамского массивов.

В результате исследований были выделены две большие группы зерен хромшпинелидов, характерные для дунитов всех трех массивов. Одна группа образует включения в оливине, другая располагается в межзерновых пространствах, причем наиболее крупные зерна хромшпинелидов находятся на границах породообразующего минерала.

Сравнение хромшпинелидов по идиоморфизму позволяет выделить ряд морфологических типов зерен, общих для дунитов указанных ассоциаций. В исследованных дунитах Маринкина, Шаманского и Парамского массивов присутствуют идиоморфные, овальные, ксеноморфные, лейсто- и серповидные формы выделений.

Идиоморфные кристаллы октаэдрического габитуса наиболее распространены в дунитах гипербазитовой формации и преобладают как в группе включенных в оливин, так и выделившихся на его границе. Для дунитов Маринкина массива более характерны сглаженные и овальные формы (табл. 13). Ксеноморфные выделения встречаются обычно на контакте породообразующего оливина. Причем такие выделения, как правило, имеют плавные контуры, извилистые очертания, зачастую в них вдаются «заливы» оливина.

На основании изучения морфологических особенностей хромшпинелидов из дунитов появляется возможность установить порядок их кристаллизации. Этот порядок соответствует либо стадии выделения избыточной против растворимости концентрации рудообразующего компонента, либо эвтектоидной и связанной с кристаллизацией остаточной рудной жидкости. Такая жидкость, по-видимому, отделяется на ранних стадиях застывания ультраосновного расплава. Эти выводы вполне согласуются с экспериментами А. Г. Базилевского (1968), который уста-

Таблица 13

Морфология хромшпинелидов и их распространение по соотношениям с оливином в дунитах

Форма зерен хромшпинелидов	Массив Маринкин				Массивы Шаманский и Парамский			
	Включения в оливине		На границе выделений оливина		Включения в оливине		На границе выделений оливина	
	колич.	содержание, %	колич.	содержание, %	колич.	содержание, %	колич.	содержание, %
Идиоморфная	81	12,9	108	12,3	564	73,9	363	41,8
Овальная	406	64,8	149	16,9	134	17,5	98	11,2
Частично нарушенная	124	19,8	492	55,7	54	7,2	213	24,6
Неправильная	13	2,1	119	13,4	6	0,8	136	15,7
Лейстовидная	1	0,2	8	0,9	1	0,1	45	5,2
Серповидная	1	0,2	7	0,8	4	0,5	13	1,5
Сумма	626	100	883	100	763	100	868	100

новил факт ограниченной растворимости хромшпинелидов в ультраосновном расплаве (около 1—2%), доказал существование точки котектической кристаллизации и возможность ликвации.

Однако нельзя не учитывать, что хромшпинелиды в отдельных массивах (например, в Шаманском) могут иметь и вторичную форму, связанную с перекристаллизацией дунитов и перидотитов. В связи с этим к подобным выводам следует подходить осторожно, и необходимы дальнейшие исследования по этой сложной проблеме.

Помимо типоморфной минерализации, свойственной для тех или иных основных и ультраосновных пород, в габброидах и гипербазитах встречаются не только такие обычные для них минералы, как хромшпинелиды, титаномагнетит, рутил и апатит. В них нередко отмечаются «нетипичные» минералы, такие как галенит, сфалерит, флюорит, циркон, турмалин. Присутствие подобной минерализации одни исследователи связывают с процессами дифференциации магматического расплава (Соболев, 1968), другие (Чернышев, Кравченко, 1971) считают, что эти минералы могут образоваться в магматическую и метасоматическую стадию, третьи (Ашихмина и др., 1965) появление их связывают с привносом соответствующих компонентов при метаморфизме. Галенит, пирит, пирротин, циркон, апатит, флюорит, реже сфалерит, вольфрамит, киноварь, молибденит, рутил и сфен были обнаружены (табл. 14) при изучении вещественного состава альпинотипных гипербазитов Парамского и Шаманского массивов из Средне-Витимской горной страны, массива Гольцы из Восточного Прибайкалья, а также Оспинско-Китойского гипербазитового массива из Восточного Саяна (Грудинин и др., 1973).

Распределение указанных выше минералов в различных ультраосновных породах подчинено определенным закономерностям, выдержанным для каждого из названных массивов. Установлено, что галенит, сфалерит, вольфрамит, киноварь, молибденит, циркон, апатит, рутил, сфен присутствуют только в серпентинизированных гипербазитах и особенно характерны для серпентинитов, тогда как в неизмененных дунитах и гарцбургитах они не отмечены. Сульфиды (пирротин и особенно пирит) также распространены в измененных ультраосновных породах, а в свежих разностях эти минералы отсутствуют или находятся в незначительных количествах. Причем в значительно большем количестве находится пирит, а пирротин встречается спорадически, хотя в отдельных протолочках из серпентинитов массива Гольцы отмечено до 1000 г/т этого минерала.

Таблица 14

Распределение рудных и акцессорных минералов в некоторых гипербазитовых массивах Саяно-Байкальской горной области, г/т

Массив	Порода	Пирит	Галенит	Киноварь	Сфалерит	Вольфрамит	Молибденит	Флюорит	Пироксен	Апатит	Сфен
Оспинско-Китойский (Восточный Саян)	Неизмененные дуниты (8)	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Серпентинизированные дуниты (13)	8	+	—	—	—	+	+	+	+	+
	Серпентиниты (7)	8,7	+	—	—	—	+	—	+	—	—
Шаманский и Парамский (Витимская горная страна)	Неизмененные дуниты и гарцбургиты (3)	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Серпентинизированные дуниты и гарцбургиты (23)	16	0,4	—	—	—	—	+	+	+	—
	Серпентиниты (6)	+	+	—	—	—	—	+	+	—	—
Гольцы (Восточное Прибайкалье)	Слабо серпентинизированные дуниты (3)	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
	Серпентиниты (7)	4,5	+	×	—	×	×	1,5	×	—	—
	Актинолит-тремолитовые породы (12)	9	+	—	×	×	—	—	×	—	—

Примечание. × до 10 кристаллов на пробу; + более 10 кристаллов на пробу. Количество хромшпинелидов и магнетита не учитывалось.

Большинство указанных минералов представлено мелкими обломками, не имеющими кристаллографических ограничений. Лишь циркон и апатит обладают простыми формами. Циркон образует полупрозрачные короткопризматические кристаллы размером менее 0,05 мм с отношением длинной оси к короткой 2 : 1. Апатит представлен короткими боченкообразными формами серой или молочно-серой окраски, размером 0,03—0,05 мм в поперечнике.

Отмеченные закономерности в распределении акцессорных минералов вряд ли случайны, они скорее всего указывают на связь с более поздними процессами преобразования гипербазитов.

Учитывая, что при серпентинизации и тремолитизации гипербазитов происходит значительный привнос кремнезема (Прудовский и др., 1971), что доказано и экспериментально (Корытова, Макарова, 1971), а источником кремнекислоты были крупные гранитоидные интрузии, можно сделать вывод о появлении несвойственной гипербазитам рудной минерализации (галенита, киновари, молибденита, циркона, флюорита), связанной с более поздними процессами преобразования дунитов и перидотитов под воздействием гранитных эманаций. Не исключено также, что причиной возникновения подобной минерализации в гипербазитах являются глубинные разломы, на роль которых, как рудовыводящих структур, в последнее время указывают ряд исследователей (Фаворская и др., 1974; Комаров и др., 1976).

ПЕТРОХИМИЯ

При изучении вещественного состава горных пород обычно большое внимание уделяется различного рода химико-аналитическим исследованиям этих образований. Нет надобности перечислять удачные примеры различных петрохимических построений, способствующих выявлению ряда генетических признаков в отдельных магматических ассоциациях. Вместе с тем следует подчеркнуть, что обработка случайных проб или ограниченное количество исходных данных вряд ли может дать какие-либо четкие петрохимические критерии. Более того, использование единичных анализов для всевозможных петрохимических построений нередко ведет к ошибкам и заблуждениям.

В данном разделе освещается поведение главных петрогенных окислов в базит-гипербазитовых формациях исследованного района и делаются сопоставления с рядом других аналогичных образований из разных регионов земного шара. Здесь же приводятся некоторые сведения о поведении петрогенных окислов в различных постмагматических образованиях. С учетом этих данных можно получить определенные сведения по генезису и формационному анализу рассматриваемых магматических ассоциаций.

При петрохимических построениях в работе использованы главным образом силикатные анализы пород и минералов, выполненные в Институте земной коры. Анализы выполнялись Т. А. Лахно, Н. Г. Таскиной, П. Ц. Комаровой и Т. В. Бондаревой.

На основании более 400 силикатных анализов пород и минералов автора (табл. 15—18), а также химанализов других исследователей (Белов, Богидаева, 1962; Волохов и др., 1964; Гурулев, 1965; Леснов, 1972; Леснов, Прудовский, 1976; Иванов и др., 1972; Дифференцированные габбровые интрузии..., 1974) была сделана попытка рассмотреть петрохимические особенности магматических формаций основного и ультраосновного составов, развитых в пределах Байкальской складчатой области и сопоставить их с подобными формациями Восточного Саяна.

Поведение отдельных типоморфных элементов, таких как никель,

Таблица 15

Средние химические составы и колебания составов ультраосновных и основных пород Байкальской горной области

Окислы	I		II		III	
	X	*Колебания*	*X*	*Колебания*	*X*	*Колебания*
1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	39,89	37,34—41,60	40,92	38,68—42,94	37,82	36,51—40,12
TiO_2	0,02	0,001—0,08	0,03	0,001—0,24	0,02	0,00—0,04
Al_2O_3	0,57	0,05—1,60	1,23	0,47—4,47	0,61	0,19—0,87
Fe_2O_3	2,40	0,74—5,28	3,05	1,67—4,79	4,85	3,18—5,90
FeO	4,10	0,22—7,47	5,41	4,02—6,87	3,12	2,85—4,12
MnO	0,11	0,06—0,15	0,10	0,05—0,15	0,09	0,06—0,12
MgO	47,86	40,65—50,16	43,80	34,72—48,98	44,05	43,01—46,21
CaO	0,46	0,05—2,52	0,99	0,06—5,44	0,65	0,19—0,91
Na_2O	0,07	0,00—0,30	0,12	0,01—0,32	0,08	0,00—0,11
K_2O	0,03	0,00—0,20	0,07	0,01—0,20	0,04	0,00—0,08
H_2O^+	2,87	0,36—9,15	3,52	0,76—8,22	8,44	6,95—11,65
	IV		V		VI	
SiO_2	42,81	39,91—43,58	38,01	35,94—39,98	40,31	35,12—49,36
TiO_2	0,03	0,01—0,07	0,109	0,01—0,64	0,22	0,06—0,43
Al_2O_3	0,81	0,51—1,12	1,49	0,55—3,62	5,40	1,64—9,90
Fe_2O_3	3,61	2,11—4,12	3,41	1,27—7,06	3,81	0,01—11,19
FeO	7,16	6,81—8,11	9,57	6,92—11,78	8,99	3,73—13,21
MnO	0,18	0,11—0,28	0,169	0,09—0,26	0,18	0,11—0,24
MgO	39,97	37,11—46,65	42,76	39,71—45,67	32,87	24,32—40,95
CaO	0,81	0,25—1,06	1,074	0,11—2,89	3,29	0,01—6,03
Na_2O	0,06	0,01—0,15	0,154	0,01—0,72	0,51	0,01—1,03
K_2O	0,04	0,00—0,07	0,078	0,01—0,35	0,13	0,01—0,55
H_2O^+	3,60	0,68—4,18	2,53	0,79—5,68	3,33	0,05—11,32
	VII		VIII		IX	
SiO_2	47,51	42,30—51,98	39,75	34,60—42,20	46,34	36,92—50,58
TiO_2	0,50	0,10—1,41	0,41	0,16—0,35	2,00	0,65—4,15
Al_2O_3	14,79	5,54—22,62	4,01	1,43—8,94	14,86	3,87—22,78
Fe_2O_3	1,89	0,01—5,57	8,28	2,33—15,34	3,90	0,83—10,56
FeO	6,14	2,32—10,67	10,24	4,67—15,52	8,38	3,81—14,23
MnO	0,13	0,005—0,28	0,20	0,11—0,28	0,18	0,08—0,40
MgO	13,60	4,34—23,04	27,92	24,36—32,00	8,21	2,04—17,20
CaO	11,30	5,44—17,97	4,04	1,68—6,72	11,31	7,88—20,14
Na_2O	1,42	0,10—3,08	0,37	0,13—1,38	2,47	0,50—4,60
K_2O	0,30	0,01—1,17	0,02	0,0—0,10	0,43	0,05—2,00
H_2O^+	1,05	0,04—4,75	4,05	0,09—9,36	1,56	0,06—10,73
	X		XI		XII	
SiO_2	48,10	47,80—50,04	39,24	37,30—40,28	45,80	44,02—50,00
TiO_2	0,46	0,10—1,03	0,15	0,10—0,25	1,31	0,61—2,47
Al_2O_3	24,88	20,04—28,87	5,31	2,15—8,68	17,25	9,04—25,00
Fe_2O_3	2,34	1,10—5,50	6,87	5,16—8,09	5,18	1,53—8,79
FeO	2,27	1,40—4,29	8,33	8,10—8,70	6,57	3,17—9,68
MnO	0,10	0,04—0,24	0,21	0,18—0,24	0,14	0,01—0,51
MgO	3,18	1,22—5,74	27,29	25,91—29,30	8,13	2,01—16,08
CaO	12,58	11,77—13,32	5,73	4,73—6,66	11,27	8,06—15,04

1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	3,22	2,57—4,00	0,29	0,18—0,45	1,99	0,62—3,00
K_2O	0,28	0,10—0,73	0,39	0,35—0,42	0,67	0,25—1,07
H_2O^+	1,82	0,62—3,24	5,15	4,34—6,86	0,77	0,04—1,34

	XIII				
1	2	3	1	2	3
SiO_2	46,78	45,70—48,04	MgO	3,02	0,64—4,20
TiO_2	0,72	0,41—0,85	CaO	12,76	11,97—13,54
Al_2O_3	24,81	22,10—27,20	Na_2O	2,60	2,26—3,40
Fe_2O_3	2,75	1,76—3,74	K_2O	0,86	0,60—1,07
FeO	3,33	1,96—3,98	H_2O^+	1,05	0,07—1,77
MnO	0,08	0,04—0,10			

Примечание. I — дуниты гипербазитовой формации Байкало-Муйского пояса (среднее из 32 анализов); II — перидотиты гипербазитовой формации Байкало-Муйского пояса (29); III — дуниты гипербазитовой формации Селенгино-Каларского пояса (9); IV — перидотиты гипербазитовой формации Селенгино-Каларского пояса (11); V — дуниты габбро-перидотитовой формации Байкало-Муйского пояса (24); VI — перидотиты габбро-перидотитовой формации Байкало-Муйского пояса (25); VII — мезократовые габброиды габбро-перидотитовой формации Байкало-Муйского пояса (38); VIII — плагиоперидотиты габбро-анортозитовой формации Байкало-Муйского пояса (12); IX — мезократовые габброиды габбро-анортозитовой формации Байкало-Муйского пояса (40); X — анортозиты и габбро-анортозиты габбро-анортозитовой формации Байкало-Муйского пояса (10); XI — плагиоперидотиты габбро-анортозитовой формации Селенгино-Каларского пояса (4); XII — мезократовые габброиды габбро-анортозитовой формации Селенгино-Каларского пояса (23); XIII — анортозиты и габбро-анортозиты габбро-анортозитовой формации Селенгино-Каларского пояса (7). *X* — среднее.

кобальт, хром, ванадий и титан, и их соотношения с петрогенными окислами будут рассмотрены ниже (гл. 4).

Различные петрохимические диаграммы с геометрическими построениями, выполненные по методу А. Н. Заварицкого, Н. Д. Соболева и других исследователей, приведенные ранее (Грудинин, 1965; Леснов, 1972; Грудинин и др., 1974), обычно дают некоторое представление об особенностях рассматриваемых плутонических образований. При этом устанавливаются общие закономерности изменения химического состава пород описанных выше формаций, начиная с гипербазитовой и кончая габбро-анортозитовой. Следует отметить, что, например, габброиды мезократового облика из разных формаций на подобных диаграммах различаются относительно четко. Использование же этих диаграмм для разделения пород ультраосновного состава не дает каких-либо значимых различий. В связи с этим мы попытались найти другие способы их сопоставления. Так, для выявления петрохимических особенностей изучаемых пород использован метод Л. В. Дмитриева и др. (1972). Этот метод петрохимических построений основан на соотношениях главнейших петрогенных компонентов с последующим нанесением их на трехмерную диаграмму. Несколько позднее этот метод был удачно упрощен Ю. М. Шейнманном (1973) без изменения его петрохимического смысла. На такую упрощенную диаграмму, составленную по методу Л. В. Дмитриева и преобразованную Ю. М. Шейнманном, нанесены химические анализы из наиболее типичных массивов гипербазитовой, габбро-анортозитовой и габбро-перидотитовой формаций Байкальской горной области, а также из некоторых аналогичных массивов Восточного Саяна. Фигуративные точки, соответствующие той или иной формации, образуют самостоятельные поля, хотя частично перекрывают друг друга (рис. 23). Как и следовало ожидать, анализы по гипербазитам различных массивов полностью вошли в поле альпинотипных ультрабазитов схемы Ю. М. Шейнманна. Фигуративные же точки, соответствующие породам габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой формаций и дифференцированных габброидных

Таблица 16

Химический состав и другие константы оливинов

Окисел	Ш-28	Ш-92	Ш-49	Ш-125	Ш-127	551	5-Н	474
SiO_2	41,60	41,75	41,80	42,84	42,20	45,30	40,60	43,00
TiO_2	Нет	Нет	0,33	Нет	Нет	0,06	Нет	0,07
Al_2O_3	0,35	0,10	0,80	1,60	0,40	0,26	1,44	0,30
Fe_2O_3	1,58	1,48	1,22	1,55	1,50	0,93	Нет	3,52
FeO	7,79	7,79	7,04	6,94	7,42	6,91	3,83	7,54
MnO	0,11	0,16	0,11	0,11	0,17	0,10	0,13	0,08
MgO	47,06	47,98	47,35	44,67	47,02	45,56	51,94	43,22
CaO	Нет	Нет	Нет	1,40	Нет	0,56	Нет	2,69

Количество ионов в пересчете на 4 иона кислорода

Si	1,06	1,09	1,06	1,06	1,05	1,11	0,96	1,04
Fe^{+3}	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	—	0,06
Fe^{+2}	0,18	0,19	0,14	0,17	0,18	0,10	0,04	0,15
Mg	1,79	1,73	1,81	1,71	1,80	1,78	1,84	1,57
Fe·100								
$\overline{Fe+Mg}$	10,1	10,3	8,1	10,1	10,0	5,4	2,2	11,8
%Fa, $2V$	4—6	2—4	0	0	2—4	0	0	4—6
%Fa, Ng	7	9	7	8	8			12
%Fa								15,0

Окисел	476	477	478	480	481	2-Д	К-4-14*	1063*
SiO_2	41,50	39,50	39,40	40,30	40,50	37,20	39,90	40,20
TiO_2	0,03	Сл.	Сл.	Сл.	0,04	Сл.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	0,25	0,10	0,10	»	0,10	2,84	0,45	0,45
Fe_2O_3	3,52	3,22	4,02	3,14	2,92	Нет	1,02	Сл.
FeO	9,88	9,70	8,62	8,80	8,26	14,46	13,80	16,17
MnO	0,23	0,17	0,17	0,17	0,21	0,28	0,19	0,19
MgO	43,54	46,11	46,28	46,12	46,52	43,73	43,68	41,81
CaO	0,67	0,66	1,00	1,00	1,23	Нет	Сл.	Сл.

Количество ионов в пересчете на 4 иона кислорода

Si	1,03	0,98	0,98	0,99	1,00	0,94	1,01	1,02
Fe^{+3}	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	—	0,02	—
Fe^{+2}	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17	0,32	0,29	0,34
Mg	1,61	1,71	1,70	1,70	1,70	1,66	1,64	1,58
Fe·100								
$\overline{Fe+Mg}$	14,3	13,2	13,1	12,8	11,4	16,3	15,8	17,8
%Fa, $2V$	9	6	9	6	9	10		
%Fa, Ng	10	10	9	12	—	17		
%Fa	16,5	14,0	14,0	13,7	16,0	14		

Окисел	1141-1*	1053*	1178-1*	Л-220*	Л-222*	Л-168*	96/50*	ПР-03*
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	39,45	39,73	39,90	42,30	42,30	42,10	40,62	40,62
TiO_2	Сл.	Сл.	Сл.	0,15	Сл.	Сл.	0,09	0,06
Al_2O_3	0,42	0,95	0,45	0,54	»	»	0,50	0,50
Fe_2O_3	Сл.	0,55	1,43	1,09	4,80	0,58	0,86	2,64
FeO	17,06	13,90	13,90	10,28	8,52	11,97	11,57	10,60

Окончание табл. 16

1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO	0,22	0,24	0,13	0,12	0,13	0,12	0,25	0,15
MgO	42,00	43,08	43,24	44,12	43,78	44,30	44,70	44,80
CaO	Сл.	0,45	0,12		0,48	0,24	0,49	0,25
Количество ионов в пересчете на 4 иона кислорода								
Si	1,01	1,00	1,01	1,04	1,04	1,04	1,01	1,01
Fe^{+3}	—	0,01	0,03	0,02	0,09	0,01	0,01	0,01
Fe^{+2}	0,36	0,29	0,29	0,21	0,17	0,25	0,24	0,22
Mg	1,60	1,62	1,62	1,62	1,60	1,63	1,66	1,65
Fe·100 / Fe+Mg	18,6	15,8	16,4	12,5	14,1	13,8	15,5	14,0

Окисел	К-69-1	К-70-1	578	573
SiO_2	38,80	37,90	38,30	38,20
TiO_2	0,22	0,14	Нет	Нет
Al_2O_3	Нет	0,40	0,45	0,33
Fe_2O_3	4,66	4,26	1,22	3,07
FeO	23,17	24,24	21,34	20,33
MnO	0,36	0,47	0,12	0,28
MgO	31,36	32,29	38,10	38,00
CaO	1,45	1,00	0,56	0,56
Количество ионов в пересчете на 4 иона кислорода				
Si	1,03	1,03	0,99	0,99
Fe^{+3}	0,09	0,08	0,02	0,06
Fe^{+2}	0,51	0,54	0,46	0,44
Mg	1,24	1,27	1,47	1,46
Fe·100 / Fe+Mg	36,5	33,5	24,6	25,5
%Fa, $2V$	32	36	23	21
%Fa, Ng	37	—		
%Fa	32,6	47,0	25,1	28,2

Примечания: Анализы, отмеченные звездочкой, взяты из работы Ф. П. Леснова (1976). % Fa — железистость, вычисленная по рентгеноструктурному анализу, выполненному в ИЗК СО АН СССР (аналитик Т. А. Сутурина).

Оливины из пород гипербазитовой формации: Ш-28, Ш-92, Ш-49, Ш-125, Ш-127 — оливины из дунитов Шаманского массива (аналитик Л. В. Комарова); 551 — гарцбургит из мелких тел гипербазитов Приольхонья (аналитик Бондарева); 5-Н — гарцбургит из мелких тел гипербазитов окрестностей Нюрундуканского массива (аналитик Т. А. Лахно). Оливины из пород габбро-перидотитовой формации: 476, 477, 478, 480, 2-Д — дуниты; 474 — плагиодунит; 481 — лерцолит из Довыренского массива (аналитик Н. Г. Таскина); К-4-14, 1063, 1141-1, 1053, 1178-1 — троктолиты; Л-220 — плагиодунит; Л-222 — верлит; Л-168 — габбро-верлит; 96/50 и ПР-03 — троктолиты из Чайского массива. Оливины из пород габбро-анортозитовой формации: К-69-1 — оливиновые габбро, К-70-1 — оливиновые габбро из пород Витимконского массива (аналитик Н. Г. Таскина); 578 — троктолит и 573 — друзит из основных пород мыса Тонкого (аналитик Г. В. Бондарева).

интрузивов Восточного Саяна, значительно сдвинуты влево вверх на данной диаграмме.

Для определения исходного состава первичных расплавов, из которых образовались породы габбро-анортозитовой и габбро-перидотитовой формаций, сделана попытка выявить в них соотношение сумм щелочей к кремнезему, подобно тому как это было выполнено Х. Куно (Куно, 1970) для основных пород Японии, Кореи, Маньчжурии. На представленную диаграмму (рис. 24) нанесены отношения сумм щелочей к кремне-

Таблица 17

Химический состав и другие константы плагиоклазов

Окисел	490	473	453	454	459	2367-1	К-28-1	К-44-1
SiO_2	47,00	47,00	46,42	46,32	46,44	53,35	55,70	52,80
Al_2O_3	34,20	30,60	34,20	34,06	33,78	30,31	28,30	29,60
MgO	Сл.	2,02	0,26	0,53	Сл.	0,53	Нет	Нет
CaO	16,54	15,70	17,29	16,95	17,19	10,70	10,93	11,44
Na_2O	1,75	2,62	0,98	1,59	1,58	3,98	5,17	5,06
K_2O	0,10	0,31	0,13	0,18	0,09	0,13	0,17	Нет
Количество ионов в перерасчете на 32 иона кислорода								
Si	8,66	8,73	8,45	8,43	8,39	9,37	10,01	9,65
Al	7,44	6,74	7,32	7,34	7,30	6,26	6,00	6,57
Mg	—	0,62	0,05	0,13	0,13	—	—	
Ca	3,28	3,03	3,37	3,30	3,35	3,18	2,11	1,99
Na	0,78	0,96	0,18	0,23	0,28	1,00	1,80	1,78
K	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	—
Расчет на миналы и степень упорядоченности								
An	80,4	75,0	94,3	92,1	91,9	75,8	54,0	55
Ab	19,1	23,8	5,0	7,3	7,6	23,9	45,8	45
Or	0,5	1,2	0,7	0,6	0,5	0,3	0,2	—
%An	78	85	88	83	90	60	58	54
$\Delta\theta_{(131-1\bar{3}1)}$	—	—	2,21	2,18	2,22	1,89	1,82	1,81

Окисел	К-69-1	2352	К-70-1	К-18-1	2362	К-43-6	217	218
SiO_2	53,20	53,79	55,60	54,00	54,09	54,03	53,64	53,78
Al_2O_3	30,00	30,19	28,30	29,30	29,56	30,08	29,02	29,67
MgO	Нет	0,26	Нет	Нет	0,53	Сл.	0,68	0,26
Ca_2O	11,21	11,12	10,65	9,53	11,07	11,06	12,29	12,11
Na_2O	5,06	3,96	5,41	5,35	4,28	4,40	4,06	4,00
K_2O	0,10	0,12	0,10	0,13	0,13	0,10	0,17	0,19
Количество ионов в пересчете на 32 иона кислорода								
Si	9,61	9,73	10,00	9,85	9,77	9,68	9,90	9,72
Al	6,39	6,43	6,23	6,28	6,30	6,50	6,08	6,30
Mg	—	0,06	—	—	0,10	—	0,18	0,06
Ca	2,17	2,15	2,05	1,86	2,13	2,11	2,31	2,32
Na	1,96	1,33	1,88	1,86	1,48	1,52	1,40	1,52
K	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	9,04	0,04
Расчет на миналы и степень упорядоченности								
An	52,4	61,4	51,9	49,7	58,7	58,2	61,6	59,8
Ab	47,3	38,0	47,6	49,7	40,8	41,6	37,3	39,1
Or	0,3	0,6	0,5	0,6	0,5	0,2	1,1	1,1
%An	54	67	47	50	56	58	63	59
$\Delta\theta_{(131-1\bar{3}1)}$	1,82	1,88	1,79	1,85	1,80	1,85	1,88	1,89

Окисел	222	223	225	226	227	228	578	581
SiO_2	47,86	48,88	51,28	54,63	50,19	50,63	52,10	53,30
Al_2O_3	24,34	24,98	29,87	28,55	31,60	30,67	30,40	30,00
MgO	0,40	Сл.	0,26	Сл.	0,53	0,53	0,20	0,20
CaO	17,66	17,39	12,93	10,81	14,30	13,34	12,62	12,34
Na_2O	4,45	3,99	3,93	5,04	2,98	3,23	4,14	4,57
K_2O	0,12	0,15	0,09	0,23	0,07	0,07	0,20	0,37
Количество ионов в пересчете на 32 иона кислорода								
Si	9,42	9,50	9,47	9,82	9,15	9,33	9,75	9,60
Al	5,64	5,73	6,48	6,05	6,80	6,78	6,70	6,36
Mg	*0,12*	—	*0,07*	—	*0,14*	*0,14*	*0,05*	*0,05*
Ca	3,73	3,62	2,55	2,08	2,80	2,63	2,53	2,37
Na	1,68	1,52	1,40	1,74	1,06	1,16	1,48	1,60
K	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,08
Расчет на миналы и степень упорядоченности								
An	68,9	70,1	64,2	53,9	72,2	69,0	62,5	58,5
Ab	31,0	29,8	35,3	45,1	27,3	30,4	36,5	39,5
Or	0,1	0,1	0,5	1,0	0,5	0,6	1,0	2,0
%An	58	53	63	43	70	59	56	63
$\Delta\theta_{(131-1\bar{3}1)}$	1,80	1,82	1,95	1,81	2,10	1,97	1,94	1,95

Окисел	583	62	95	113	572	573
SiO_2	52,15	57,90	53,08	53,35	51,80	53,00
Al_2O_3	30,60	23,78	26,65	29,45	31,60	30,40
MgO	0,20	0,36	0,40	0,40	0,20	0,20
CaO	12,34	7,01	10,94	11,53	12,34	12,34
Na_2O	4,00	5,39	4,54	3,42	4,39	3,79
K_2O	0,18	2,88	0,91	0,28	0,33	0,14
Количество ионов в пересчете на 32 иона кислорода						
Si	4,49	10,74	9,94	9,89	9,21	9,65
Al	6,56	5,11	5,90	6,26	6,51	6,62
Mg	0,05	0,08	0,11	0,11	0,05	0,05
Ca	2,39	1,37	2,20	2,25	2,40	2,63
Na	1,42	1,90	1,62	1,20	1,43	1,52
K	0,04	0,90	0,21	0,05	0,29	0,71
Расчет на миналы и степень упорядоченности						
An	62,1	32,9	54,6	64,3	54,2	58,5
Ab	36,9	45,6	40,2	34,3	31,2	34,1
Or	1,0	21,5	5,2	1,4	14,6	7,4
%An	68	47	—	—	65,0	65,0
$\Delta\theta_{(131-1\bar{3}1)}$	1,97	1,73	1,89	2,01	1,97	1,95

Примечания: % An — состав плагиоклаза, замеренный на столике Федорова. Рентгеноструктурный анализ выполнен в ИЗК СО АН СССР З. Ф. Ушаповской.

Плагиоклазы из пород габбро-перидотитовой формации: 453, 459 — троктолит, 454 — плагиодунит, 473 — дунит, 490 — меланократовые габбро из Довыренского массива (аналитик Г. В. Бондарева, ИЗК СО АН СССР). Плагиоклазы из пород габбро-анортозитовой формации: 2367-1 — оливиновые габбро, К-28-1 — габбро-норит, К-44-1 — габбро, К-69-1 — оливиновое габбро, 2352 — троктолит, К-70-1 — габбро, К-18-1 — габбро (аналитик Н. Г. Таскина, ИЗК СО АН СССР), 2362—габбро, К-43-6 — габбро из Витимконского массива, 217 — габбро-норит, 218 — габбро, 222 — габбро, 223 — габбро-норит, 225 — оливиновый габбро-норит, 226 — габбро-норит, 227 — оливиновое габбро, 228 — оливиновый габбро-норит из Маректинского массива, 572 — троктолит, 573 — друзит, 578 — троктолит, 581 — друзит, 583— троктолит из массива мыса Тобкого, 62 — оквардовавный габбро-норит, 95—габбро, 113 — габбро-норит из Янгудского массива (ИЗК СО АН СССР, аналитик Г. В. Бондарева).

Таблица 18

Химический состав и параметры элементарной ячейки хромшпинелидов (хромитов) из дунитов шаманского (гипербазитовая формация) и довыренского (габбро-перидотитовая формация) массивов

Окисел	Гипербазитовая формация				Габбро-перидотитовая формация			
	Ш-163	ШС-1м	ШС-1х	Ш-1х	481	474	477	478
SiO_2	2,20	2,40	2,90	3,30	3,80	2,70	2,00	4,80
TiO_2	0,18	0,16	0,12	1,44	0,31	1,17	1,30	0,83
Al_2O_3	3,90	7,40	9,40	7,90	37,60	17,65	19,50	26,00
Cr_2O_3	43,06	45,66	48,66	50,70	19,58	39,66	45,18	37,23
Fe_2O_3	20,50	16,14	10,32	4,25	4,50	4,37	2,00	Сл.
FeO	22,95	22,35	21,75	27,74	18,23	25,92	22,78	22,78
MnO	0,96	0,43	0,41	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,26
MgO	5,74	5,04	5,73	4,70	15,35	7,96	7,50	8,14
CaO	0,08	Сл.	0,23	0,08	0,10	0,11	0,06	0,11
Сумма	99,57	99,58	99,53	100,11	99,47	99,54	100,32	100,15
a(Å)	8,36	Не опр.	8,38	8,38	8,19	8,29	8,27	8,25
Количество ионов в пересчете на 32 иона кислорода								
Si	0,63	1,06	0,65	1,93	0,90	0,94	0,56	0,18
Al	1,26	3,00	2,40	2,42	9,85	6,00	5,18	7,46
Cr	9,46	10,46	9,80	10,60	3,43	8,12	9,05	7,56
Fe^{+3}	4,28	2,10	3,40	0,80	0,92	0,81	0,40	—
Ti	0,05	0,02	0,02	0,25	0,05	0,30	0,25	0,15
Mg	2,51	2,32	2,30	1,83	5,00	3,10	2,87	3,06
Fe^{+2}	5,49	4,95	5,02	6,03	3,24	5,63	4,86	4,78
	8,01 15,68	7,29 16,64	7,32 16,27	7,86 16,00	8,24 15,26	8,73 16,17	7,73 15,45	7,74 16,55
Соотношение атомов								
$\frac{(Fe^{+2}+Fe^{+3})\cdot 100\%}{\Sigma Fe+Mg}$	79,6	75,2	75,7	78,8	45,4	67,5	64,6	60,9
$\frac{Cr\cdot 100\%}{Al+Fe^{+3}+Cr}$	63,0	67,1	62,7	75,3	23,9	53,3	60,3	52,6

Примечание. *Точность определения рентгеноструктурного анализа* ±0,01. 481 — лерцолит.

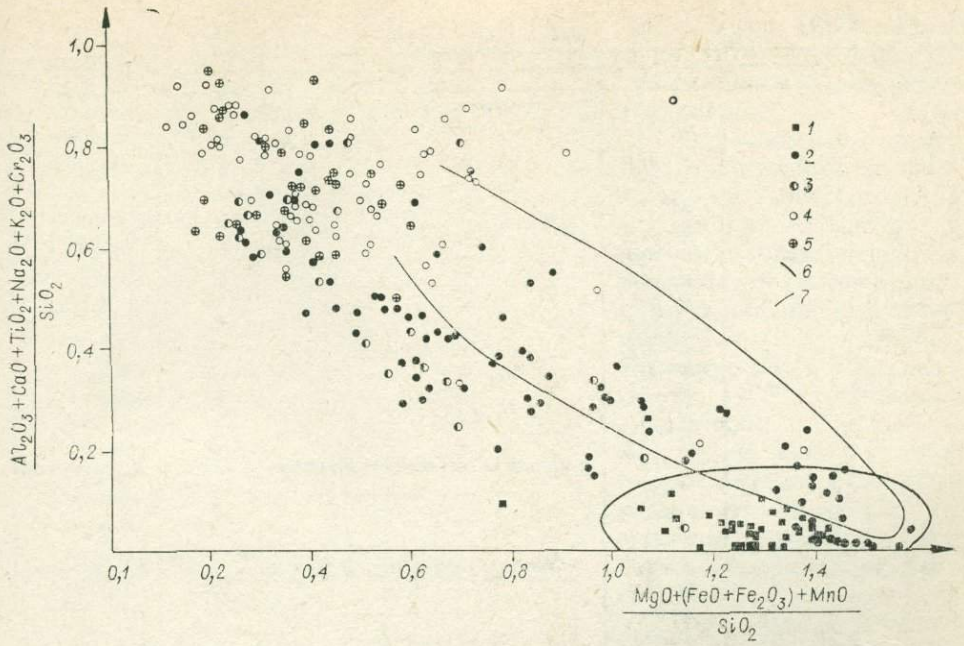


Рис. 23. Диаграмма химических составов базит-гипербазитовых образований. Построена по методу Ю. М. Шейнманна с использованием химанализов И. В. Белова и др. (1962), И. М. Волохова и др. (1964), С. А. Гурулева (1965), Ф. П. Леснова (1972). В. М. Иванова и др. (1972), Г. В. Полякова и др. (1974).

1 — гипербазиты (33 анализа); *2* — Довыренский и Чайский массивы (66); *3* —Нижне-Дербинский габбро-пироксенит-перидотитовый массив (21); *4* — Витимконский и Маректинский габбро-анортозитовые массивы (66); *5*—массив «Осередок» (33); *6*—поле ультрабазитов и *7* —щелочно-ультраосновных комплексов, по Ю. М. Шейнманну.

зему, с одной стороны, для пород Довыренского и Чайского габбро-перидотитовых массивов, а с другой — для Витимконского и Маректинского габбро-анортозитовых массивов, как наиболее типичных представителей этих двух формаций. Судя по диаграмме и сравнивая ее с данными Х. Куно, можно заключить, что породы Довыренского и Чайского массивов

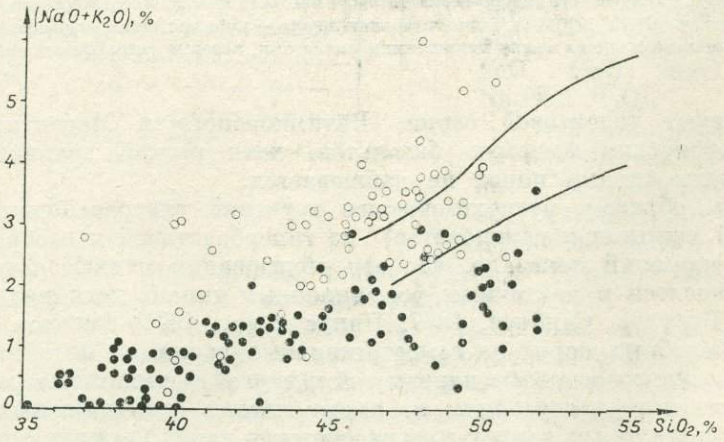


Рис. 24. Соотношение сумм щелочей и кремнезема в породах габбро-перидотитовой (черные кружки) и габбро-анортозитовой формаций (светлые кружки) Байкальской горной области. Площадь, очерченная линиями, соответствует, по Х. Куно (1970), полю развития серии высокоглиноземистых базальтов.

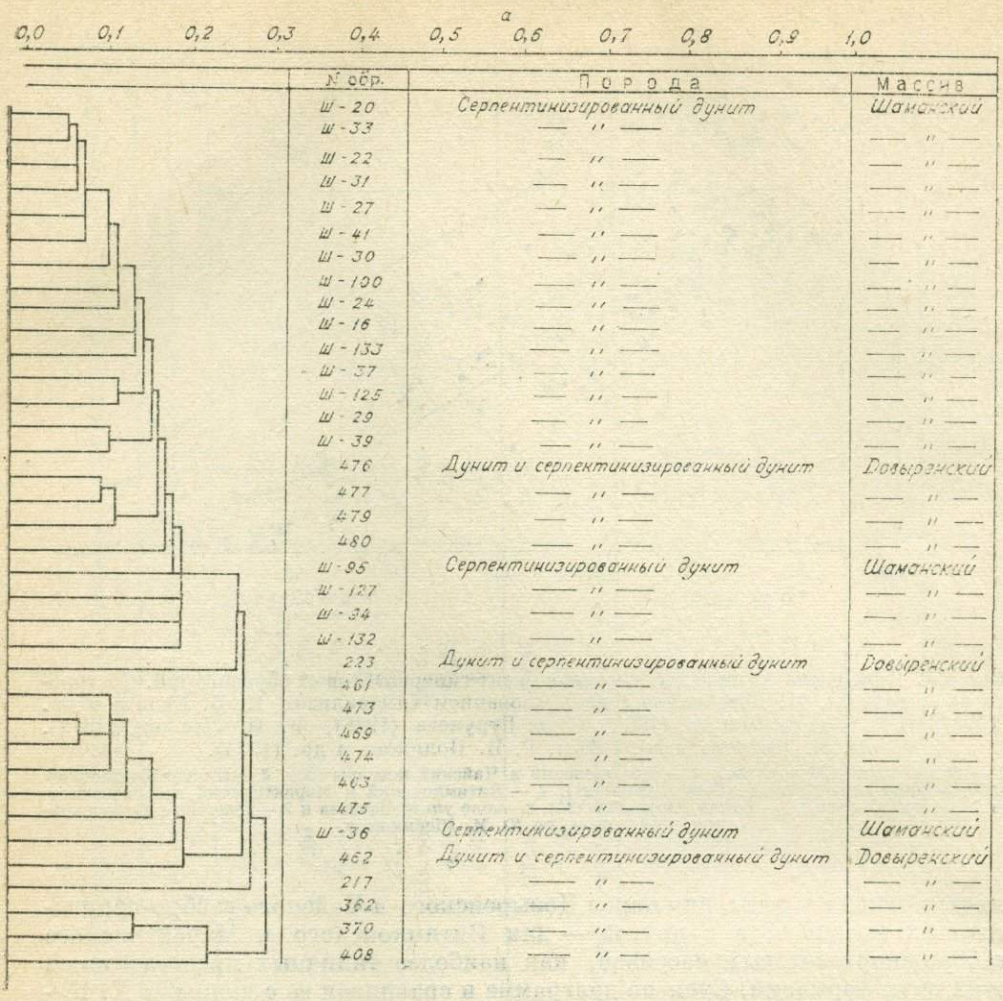
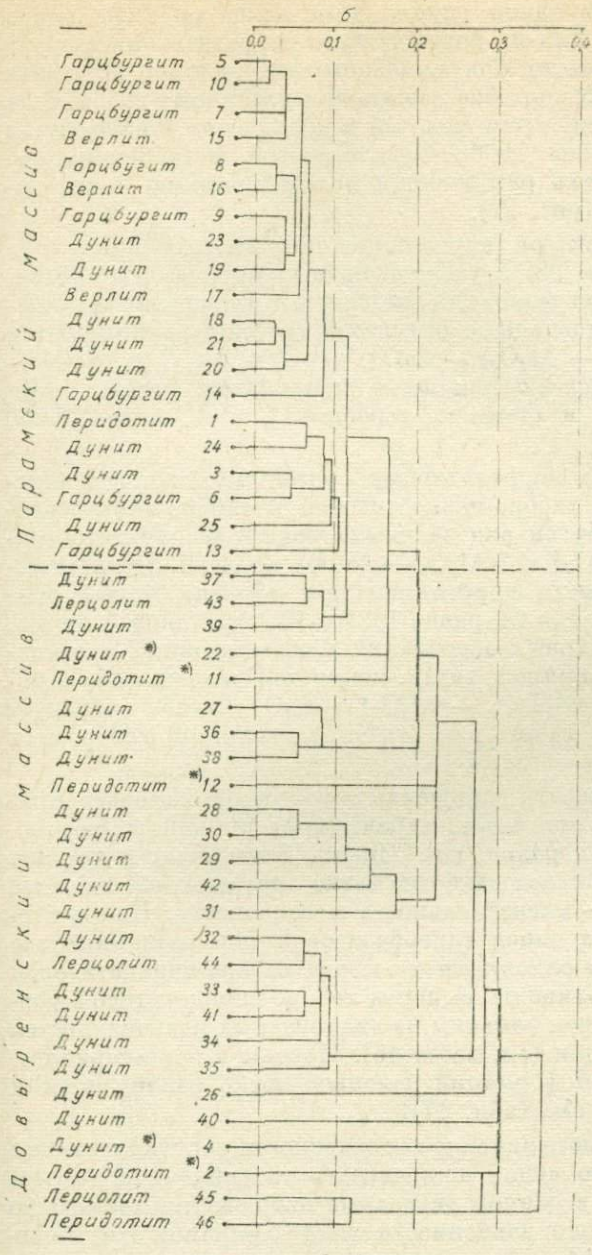


Рис. 25. Группировка химических анализов дунитов и перидотитов.

а. Шаманского гипербазитового и Довыренского габбро-перидотитовых массивов; *б*. Парамского гипербазитового и Довыренского габбро-перидотитового массивов кластер-методом (анализ *Q*-типа, выданный на печать АЦПУ БЭСМ-4). Горизонтальная шкала — нормированное значение функции расстояния или степени сходства между химическими анализами, которые уменьшаются слева направо.

соответствуют толеитовой серии, Витимконского и Маректинского — серии высокоглиноземистых базальтов, хотя резкой границы между этими двумя типами пород не наблюдается.

Таким образом, петрохимическое изучение ультраосновных разновидностей (дунитов и перидотитов) из гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций показало, что эти образования являются гетерогенными, относятся к различным формационным типам, хотя ряд исследователей (Гурулев, Самбуев, 1967; Пинус и др., 1973) считают, что разделение подобных пород на самостоятельные формации не обоснованно. Вообще же ультраосновные породы той и другой формации по различным петрохимическим построениям не имеют четких отличительных особенностей, и поля тех и других ультраосновных пород (разных формационных типов) на геометрически построенных диаграммах хотя и частично, но перекрываются. Наиболее контрастно разделяются эти породы при помощи кластерного анализа, предложенного Дж. Парксом (Parks, 1966, 1970). Успешное применение этого метода было доказано многими исследователями (Wishart, 1969; Obial at. al., 1970; Абрамович и др.,



*) Анализы пород Парамского массива

1972; Joyce, 1973; Гусев и др.,1974) при формационном анализе изверженных пород.

Описываемый метод дает конкретные результаты по множественной корреляции объектов, в данном случае петрогенных окислов, которые другими способами классифицируются ограниченно. Изучение Дж. Парксом (Parks, 1966) некоторых гранитоидных интрузий Австралии методом кластерного анализа позволило установить сложность их строения, хотя обычное картирование не выявило каких-либо особенностей.

Нами метод кластерного анализа использован главным образом для группирования петрогенных окислов дунитов и перидотитов, отнесенных соответственно к гипербазитовой (Шаманский и Парамский массивы) и габбро-перидотитовой (Довыренский и Чайский массивы) формациям.

Для расчета использовалась матрица mxn (n—количество анализов—46; m — петрогенные окислы, соответственно SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O и K_2O).

Полученные результаты кластер-анализа сведены в дендрограмму (рис. 25). Алгоритм построения подобной иерархической дендрограммы был предложен рядом авторов (Гусев и др., 1974), которые применили его при изучении базальтов.

На представленной дендрограмме по петрогенным окислам дуниты и перидотиты гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций распались на две самостоятельные группы, каждая из которых характеризует либо гипербазитовую, либо габбро-перидотитовую формации.

На иерархической дендрограмме, построенной для габброидов габбро-перидотитовой (Довыренский массив) и габбро-анортозитовой (Витимконский и Маректинский массивы) формаций, а также близких к габброидам по составу пород, таких как траппы и базальты, выделяется ряд самостоятельных групп, характеризующих ту или иную ассоциацию,

хотя нередко встречаются в одной группе химические анализы пород разных формаций (рис. 26). Для их более четкого подразделения следует искать другие способы, возможно, с ограниченным количеством исходных данных. Одним из возможных способов разделения различных габброидов является диаграмма отношений сумм щелочей к кремнезему, приведенная выше. Кроме того, габброиды габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой формаций также четко различаются по соотношению в них закисного и окисного железа (рис. 27).

При рассмотрении характера корреляции петрогенных окислов в кластер-анализе *R*-типа (рис. 28) в ультраосновных породах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций выделяется ряд значимых корреляционных связей между отдельными окислами, которые группируются следующим образом [$(TiO_2 - Al_2O_3) - CaO$], [$FeO - MnO$] и [$SiO_2 - MgO$]. Минимальное значение коэффициента корреляции, взятое при 5%-ном уровне значимости и степенях свободы $f = 44$, равно 0,293 (Налимов, 1960).

При изучении характера корреляционных связей петрогенных окислов для габброидных пород габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой формаций намечается другой ряд значимых связей между петрогенными окислами [$TiO_2 - Fe_2O_3$] и [$(Al_2O_3 - Na_2O) - CaO$]. Здесь минимальное значение коэффициента корреляции при 5%-ном уровне значимости и степенях свободы $f = 81$ равно 0,216. Из этих связей видно, что при образовании минеральных ассоциаций ультраосновных и основных пород ряд элементов, например, титан, изоморфно входит либо в породообразующие минералы [$(TiO_2 - Al_2O_3) - CaO$], либо образует самостоятельные минералы, такие как титаномагнетит в габброидах [$TiO_2 - Fe_2O_3$].

Петрохимические особенности выделенных формаций наиболее конкретно подтверждаются химизмом таких характерных для данных образований породообразующих минералов, как оливин, плагиоклаз и хромит. По составу оливина и плагиоклаза наиболее четко определяются главные петрохимические критерии — магнезиальность и основность. Как и следовало ожидать, оливины из пород гипербазитовой формации наиболее магнезиальны в сравнении с оливинами из пород габбро-перидотитовой формации. В свою очередь, оливины из пород габбро-перидотитовой формации более магнезиальные, чем оливины из аналогичных разновидностей габбро-анортозитовой формации (см. табл. 16). Породы габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой формаций довольно четко различаются и по основности плагиоклаза (см. табл. 17).

Зависимость магнезиальности оливинов от основности сосуществующих с ними плагиоклазов хорошо видна на диаграмме «оливин—плагиоклаз» (рис. 29). Помимо того, что в данной диаграмме наблюдается достаточно четкая прямо пропорциональная зависимость между химизмом этих минералов (по оптическим данным), поля соотношений «оливин—плагиоклаз» для габбро-анортозитовой формации Байкальской горной области и для некоторых аналогичных дифференцированных габбровых интрузий Восточного Саяна (Дифференцированные габбровые интрузии..., 1974) одинаковы.

В настоящей работе сделана попытка выявить степень упорядоченности плагиоклазов из разных пород габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой формаций. Данные рентгеноструктурного анализа плагиоклазов и их основность наносились на диаграмму (рис. 30), заимствованную у Бамбауэра с соавторами (Bambauer et. al., 1967). Из этой диаграммы видно, что плагиоклазы из различных массивов габбро-анортозитовой и габбро-перидотитовой формаций по степени упорядоченности относительно однородны. Обращает на себя внимание, что разброс точек, находящихся почти в пре-

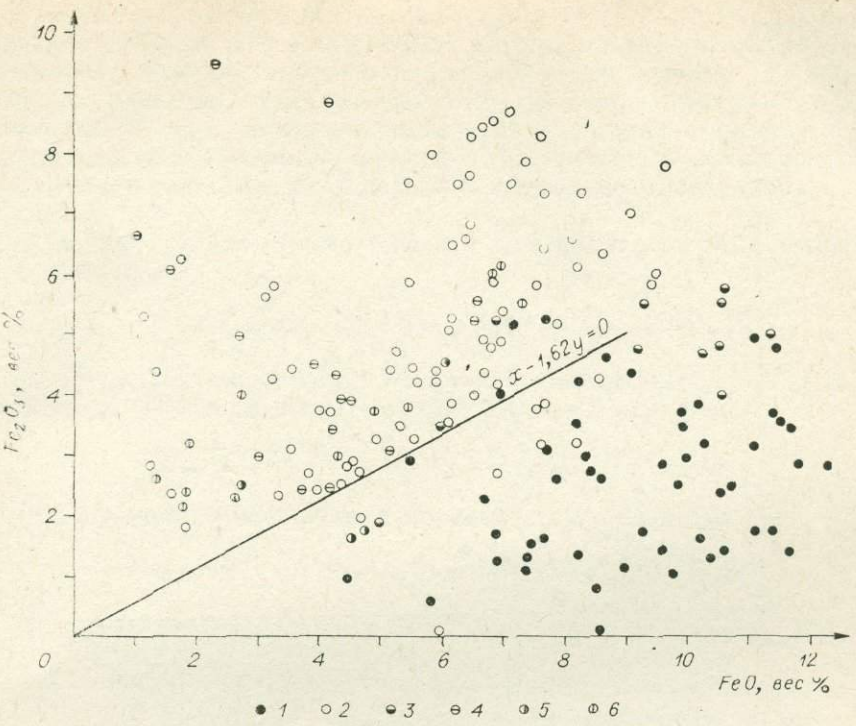


Рис. 27. Диаграмма соотношения сумм закисного и окисного железа в габброидах габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой формаций.

1 — габбро, троктолиты, перидотиты, дуниты Довыренской расслоенной интрузии; *2* — диориты, габбро, горнблендиты, пироксениты Телегинского габброидного массива Западной Бурятии; *3* — габбро, габбро-нориты габброидных массивов Баргузинского хребта; *4* — амфиболизированные, соссюритизированные и гранитизированные габбро Витимконского массива; *5* — габбро, габбро-нориты и *6* — амфиболизированные, соссюритизированные, гранитизированные габбро Витимконского габбро-анортозитового массива.

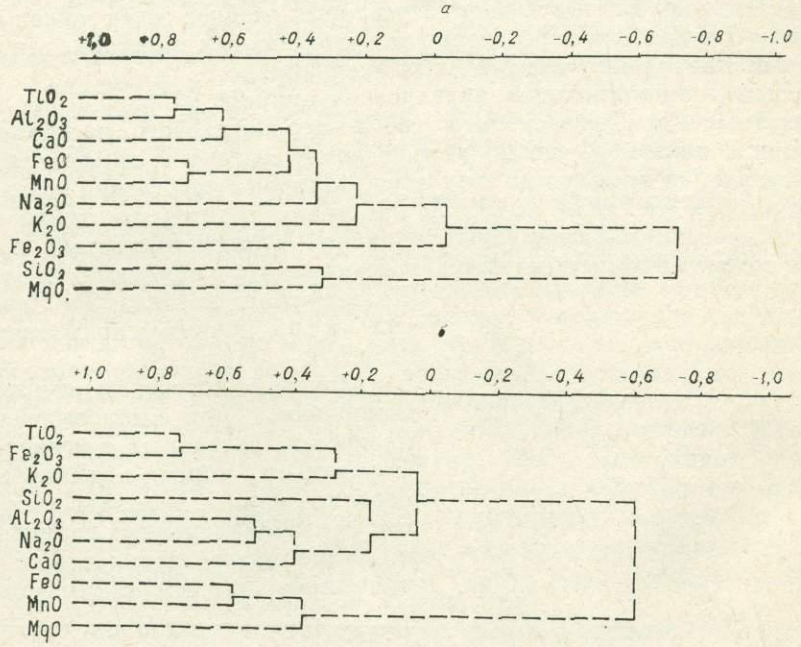


Рис. 28. Степень корреляционной связи (анализ *R*-типа) между переменными петрогенных окислов в дунитах и перидотитах Шаманского и Довыренского массивов (*а*) и габброидах Витимконского и Маректинского массивов (*б*). Верхняя линия — шкала коэффициентов корреляции.

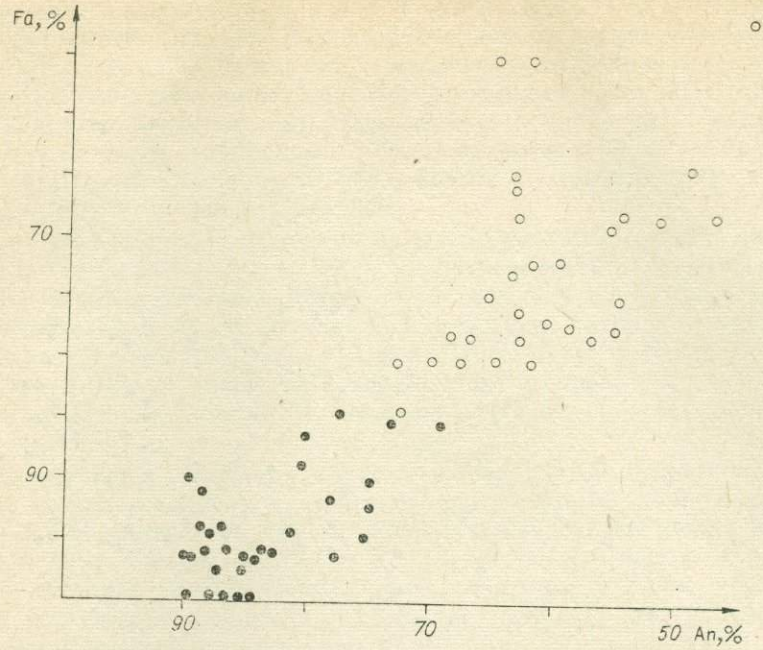


Рис. 29. Соотношение состава «плагиоклаз — оливин» в породах габбро-перидотитовой (черные кружки) и габбро-анортозитовой (светлые кружки) формаций.

делах нижней ограничивающей кривой, соответствует стабильной серии упорядоченных плагиоклазов. Высокая степень упорядоченности свидетельствует о сравнительно медленной кристаллизации расплава, из которого образовались данные породы. Некоторый разброс точек может объясняться как ошибками в определении использованных констант, так и особенностями становления тех или иных интрузий.

Химизм хромшпинелидов изучался на примере дунитов Шаманского гипербазитового и Довыренского габбро-перидотитового массивов. Это исследование показало, что по химическому составу и параметрам элементарной ячейки хромиты из этих двух массивов существенно различаются между собой (см. табл. 18). Так, например, хромиты из дунитов Шаманского массива характеризуются низкой глиноземистостью и более высоким содержанием окиси хрома в сравнении с хромитами из дунитов Довыренского массива. Различаются они и по другим параметрам (см. табл.18).

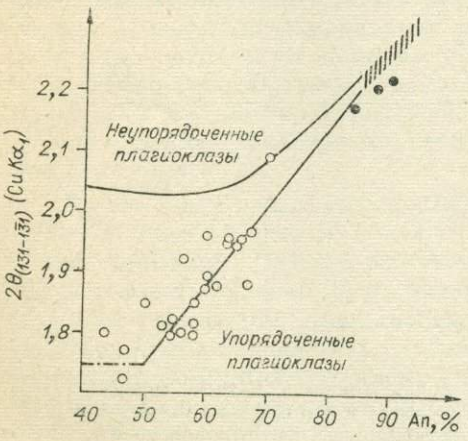


Рис. 30. Степень упорядоченности плагиоклазов из пород габбро-перидотитовой (черные кружки) и габбро-анортозитовой (светлые кружки) формаций.

Изучение поведения петрогенных компонентов при метасоматических процессах, связанных с ксенолитами вмещающих пород в гипербазитах массива Гольцы, показало, что переход от слабоизмененных гипербазитов к актинолит-плагиоклазовым породам сопровождается резким уменьше-

нием концентрации магния и возрастанием ионов кальция, алюминия и кремния. При этом общее содержание железа оставалось приблизительно постоянным, изменялась лишь степень его окисленности. Образование актинолит-плагиоклазовых метасоматитов за счет вмещающих пород сопровождалось увеличением ионов магния, алюминия и кремния при одновременном уменьшении роли кальция. Это хорошо видно по пересчитанным группам анализов исследованных пород по кислородному методу Т. Барта:

1. Серпентинизированные дуниты и гарцбургиты (до 15% серпентина), по 6 анализам:

$$Mg_{488}Fe^{2+}_{34}Fe^{3+}_{37}Ca_2Al_6Si_{302}K_1Na_1 \cdot [O_{1197}(OH)_{404}].$$

2. Серпентинизированные и тремолитизированные дуниты и гарцбургиты (до 60% серпентина и тремолита), по 5 анализам:

$$Mg_{440}Fe^{3+}_{49}Fe^{2+}_{26}Ca_{11}Al_{10}Si_{358}K_2Na_3 \cdot [O_{1292}(OH)_{308}].$$

3. Актинолит-тремолитовые породы, по 8 анализам:

$$Mg_{383}Fe^{2+}_{5}Fe^{3+}_{16}Ca_{23}Al_{13}Si_{479}K_1Na_1 \cdot [O_{1414}(OH)_{189}].$$

4. Актинолит-плагиоклазовые породы, по 7 анализам:

$$Mg_{122}Fe^{2+}_{61}Fe^{3+}_{19}Ca_{111}Al_{206}Si_{438}Ti_2K_5Na_{10} \cdot [O_{1521}(OH)_{79}].$$

Таким образом, можно считать, что образование метасоматических пород массива Гольцы происходило в условиях значительной подвижности глинозема и кремнезема. По-видимому, эти компоненты привносились метаморфизующими растворами извне, поскольку в актинолит-тремолитовых и актинолит-плагиоклазовых метасоматитах по отношению к исходным породам ощущается значительный дефицит указанных компонентов. Возможность переноса газообразными и жидкими растворами довольно инертных компонентов, какими являются кремнекислота и глинозем, показана Г. Е. Галлинхемом (1950).

Образование метасоматических зон на контакте ультраосновных и карбонатно-терригенных пород сопровождается переходом во вполне подвижное состояние магния и кальция. По-видимому, вынос кальция из вмещающих пород стал причиной интенсивной амфиболизации гипербазитов, а формирование минеральной ассоциации, включающей актинолит, хлорит, шпинель и диопсид, за счет метаморфизованных карбонатно-терригенных пород вызвано встречной диффузией магния со стороны серпентинитов, дунитов и гарцбургитов. Переход в подвижное состояние указанных компонентов был обусловлен, очевидно, кислотно-основным взаимодействием растворов со средой, обогащенной основаниями. Встречная диффузия магния и кальция осуществлялась вследствие разности химических потенциалов элементов на контактах пород разного состава (Коржинский, 1953; Овчинников, Максенков, 1962). Источником растворов, вызвавших подобные метасоматические реакции, является гранитная интрузия, прорывающая массив Гольцы. По-видимому, не случайно основная масса метасоматитов развита в области юго-восточного контакта гипербазитов с гранитоидами, тогда как на противоположном контакте отмечаются менее измененные дуниты и перидотиты.

Характер поведения петрогенных окислов при постмагматических процессах, связанных с габброидами, в частности, соссюритизация, амфиболизация и особенно гранитизация, изучался на примере габброидных массивов габбро-анортозитовой формации (Грудинин, 1974). С этой целью

Таблица 19

Химический состав неизмененных и гранитизированных габбро Янгудского массива

Окисел	№ образца						
	13	88	65	63	70	31	72
SiO_2	48,68	48,62	50,44	49,82	52,00	59,80	60,40
TiO_2	0,52	0,70	1,01	1,27	0,36	0,25	0,25
Al_2O_3	12,38	16,20	16,47	16,52	14,10	13,75	13,75
Fe_2O_3	2,02	3,39	4,00	2,74	3,56	4,56	4,18
FeO	4,74	6,48	6,83	6,45	5,89	4,31	3,66
MnO	0,16	0,18	0,18	0,15	0,30	0,19	0,20
MgO	10,92	7,36	6,20	5,38	8,00	3,80	4,00
CaO	16,00	11,28	8,40	8,86	9,53	7,09	7,09
Na_2O	1,40	2,00	2,12	3,17	3,00	2,67	2,35
K_2O	1,00	0,60	1,27	1,90	0,20	0,40	0,25
H_2O	1,80	2,92	2,12	2,68	3,78	2,34	3,40
P_2O_5	0,07	0,05	0,37	0,46	0,08	0,11	0,14
Сумма . . .	99,69	99,78	99,41	99,42	99,80	99,27	99,67

Примечание. 13 — соссюритизированное габбро; 88 — соссюритизированный габбро-норит; 65 — слабо окварцованный соссюритизированный габбро-норит; 63 — альбитизированное и окварцованное габбро; 70 — интенсивно амфиболизированное и окварцованное габбро; 31 — интенсивно окварцованное хлоритизированное габбро; 72 — хлорит-эпидотовая порода с полосами мономинерального кварца. Анализы обр. 13, 88, 65 выполнены в хим. лаборатории Бур. ТГУ, аналитик С. Б. Егорова, анализы обр. 63, 70, 31 и 72 — в химлаборатории ИЗК СО АН СССР, аналитик Л. В. Комарова.

ряд химических анализов неизмененных и гранитизированных основных пород Янгудского массива (табл. 19) был пересчитан по кислородному методу Т. Барта (1956):

$$13 — K_{17}Na_{27}Ca_{170}Mg_{160}Fe^{2+}_{40}Fe^{3+}_{31}Al_{145}Ti_4Si_{482}O_{1600},$$

$$88 — K_7Na_{38}Ca_{118}Mg_{108}Fe^{2+}_{56}Fe^{3+}_{25}Al_{188}Ti_5Si_{479}O_{1600},$$

$$65 — K_{16}Na_{41}Ca_{88}Mg_{90}Fe^{2+}_{57}Fe^{3+}_{29}Al_{190}Ti_8Si_{491}O_{1600},$$

$$63 — K_{20}Na_{62}Ca_{93}Mg_{79}Fe^{2+}_{53}Fe^{3+}_{20}Al_{192}Ti_3Si_{452}O_{1600},$$

$$70 — K_2Na_{38}Ca_{99}Mg_{116}Fe^{2+}_{50}Fe^{3+}_{26}Al_{162}Ti_2Si_{508}O_{1600},$$

$$31 — K_4Na_{49}Ca_{84}Mg_{53}Fe^{2+}_{35}Fe^{3+}_{32}Al_{151}Ti_3Si_{555}O_{1600},$$

$$72 — K_3Na_{43}Ca_{71}Mg_{56}Fe^{2+}_{31}Fe^{3+}_{30}Al_{145}Ti_2Si_{5\ 0}O_{1600}.$$

Рассчитанные выше формулы и представленная диаграмма (рис. 31) показывают, что на первых этапах воздействия гранитных эманаций на *породы основного состава происходит интенсивный вынос кальция* и магния при соответствующем привносе титана, натрия и кальция, железа и алюминия. В этом случае кремний ведет себя относительно инертно. В *более интенсивную стадию гранитизации привнос кремнезема значительно* усиливается, и продолжается вынос кальция и магния. При более высокой степени гранитизации наблюдается еще более интенсивный привнос кремния и вынос магния, железа, титана и алюминия. В этом случае образуются полосы мономинеральных кварцитовидных обособлений.

Следовательно, процесс воздействия флюидов на породы основного состава следует рассматривать как процесс метасоматический (Коржинский, 1972), сопровождающийся привносом кремнезема и алюминия и выносом магния, кальция и железа. При этом возникают реакционные зоны,

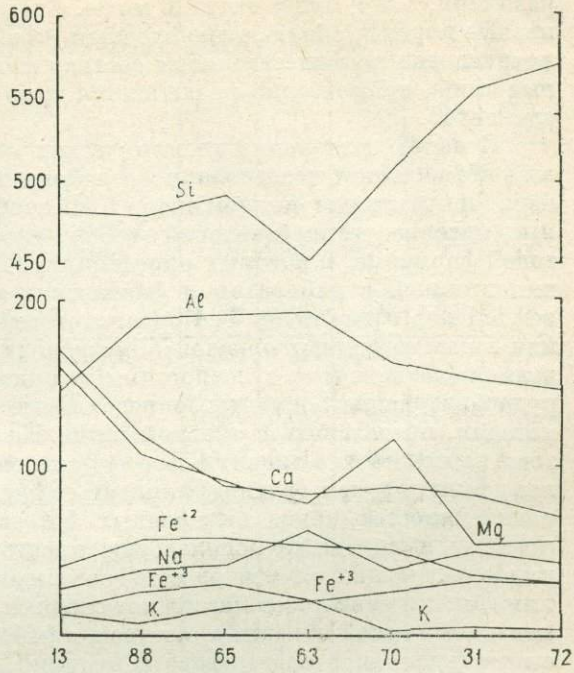


Рис. 31. Диаграмма, построенная по кислородному методу Т. Барта. Номера по оси абцисс соответствуют номерам формул химических анализов.

состоящие из биотита, альбита и кварца. Аналогичные процессы широко развиты также в габброидных массивах Баргузинского хребта.

Краткий анализ петрологических особенностей представленных формаций позволяет считать их хотя и первично мантийными образованиями, но сформированными в разных термодинамических условиях, большая часть которых прошла стадию глубокой магматической и кристаллизационной дифференциации. Породы указанных формаций в разной степени претерпели различные преобразования в условиях земной коры. Эти преобразования носили различный характер и были связаны: а) с взаимодействием основных и ультраосновных пород с вмещающими их породами; б) с воздействием на ультраосновные и основные породы более поздних гранитоидных интрузий; в) с глубинными разломами как путями проникновения различных флюидов.

Глава 4

ГЕОХИМИЯ

В последние десятилетия поведению отдельных, особенно рудообразующих, элементов в горных породах и минералах придается чрезвычайно большое значение, в связи с чем представляется интересным провести некоторые геохимические исследования, связанные с изучением базит-гипербазитовых образований.

В настоящей главе приводятся сведения по особенностям поведения таких типоморфных элементов для основных и ультраосновных пород, как никель, кобальт, хром, ванадий и титан. Обычно содержание этих элементов в базит-гипербазитовых образованиях коррелируется с основностью, магнезиальностью и железистостью пород. Наиболее высокими содержаниями никеля, хрома и кобальта характеризуются ультраосновные породы гипербазитовой формации, тогда как основные породы габбро-анортозитовой формации обладают повышенными количествами титана и ванадия. В породах габбро-перидотитовой формации указанные элементы ведут себя несколько по-другому: распределение данных элементов в дунитах и перидотитах имеет сходство с дунитами и перидотитами из гипербазитовой формации, но в то же время обладает некоторыми различиями; геохимия габброидных пород этой формации близка к геохимии габброидов габбро-анортозитовой формации, но также имеет существенные черты

различия, о чем будет сказано ниже. Следовательно, основные и ультраосновные породы, обладающие сходным минералогическим составом, но различающиеся по вещественному составу и образующие разные формационные типы, существенно различаются и по содержанию рудообразующих элементов.

С целью выявления геохимических особенностей базит-гипербазитовых образований исследованного района проанализировано количественным спектральным методом около 1000 проб пород и минералов из различных массивов гипербазитовой, габбро-анортозитовой и габбро-перидотитовой формаций, в которых определялись Ni, Co, Cr, V и Ti. Все анализы выполнялись в лаборатории физических методов и изотопии Института земной коры (аналитик Т. И. Елизарьева). В связи с тем, что при изучении химизма данных образований проводится сравнительный анализ определяемых элементов с петрогенными окислами, считаем целесообразным рудообразующие элементы, определяемые спектральным количественным методом, представить в окисной форме. На основании спектральных анализов и пересчета их в окисную форму установлены средние содержания окислов данных элементов и коэффициенты вариаций для отдельных главнейших разновидностей пород выделенных формаций. При геохимических построениях нами также использован кластерный анализ указанных выше рудообразующих элементов с петрогенными окислами. Отдельные сведения по геохимии ряда массивов основных и ультраосновных пород Байкальской горной области приведены в работах автора, выполненных самостоятельно или в соавторстве (Грудинин, Кузнецова, 1961; Грудинин, 1965; Грудинин, Летников, 1969; Грудинин, Елизарьева, 1973; Грудинин и др., 1974, 1977), а также в монографии Ф. П. Леснова (1972).

Геохимические особенности подобных пород Восточного и Западного Саянов изучались Пинусом (1965), О. М. Глазуновым (1975); Г. В. Поляковым и др. (1976), А. Н. Сутуриным (Сутурин и др., 1973, 1974) и рядом других исследователей.

Обширный материал по геохимии таких же образований Урала, Кольского полуострова, Карелии можно найти в работах Е. Н. Егоровой (1938) И. Т. Эдельштейна (1960), А. А. Ефимова, Л. П. Ивановой (1963), М. М. Ильвицкого (1964), Л. Ф. Борисенко, Л. Ф. Сердобовой (1965), Д. С. Штейнберга и др. (1964), П. В. Пинуса и др. (1973) и многих других исследователей.

Вопросам общей геохимии базитов и гипербазитов посвящены работы В. В. Велинского, Г. В. Пинуса (1969), Л. Н. Дмитриева и др. (1972), Л. Н. Когарко (1973), Б. Г. Лутца (1975) и др.

ПОВЕДЕНИЕ НИКЕЛЯ, КОБАЛЬТА, ХРОМА, ВАНАДИЯ И ТИТАНА В ПОРОДАХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Как уже было указано ранее, наиболее высокими содержаниями никеля, кобальта и хрома обладают породы ультраосновного состава. В породах же габброидного ряда обычно наблюдаются обратные соотношения: в них больше содержится окиси титана и ванадия, а никель, кобальт и хром находятся в значительно меньших количествах. Не являются исключением и породы исследованного региона. Это хорошо видно по сводной таблице средних содержаний изучаемых элементов в породах различных базит-гипербазитовых формаций Байкальской горной области (табл. 20).

Особенно четко проявлена контрастность распределения отдельных элементов в породах различного формационного типа. Эта контрастность хорошо видна по графикам распределения указанных элементов в породах изученных формаций. Так, в гистограмме (рис. 32), составленной

Средние содержания некоторых элементов группы железа в ультраосновных и основных породах Байкальской горной области, вес. %

Формация	Массив	Порода	NiO	CoO	Cr_2O_3	V_2O_3	TiO_2
1	2	3	4	5	6	7	8
Гипербазитовая	Шаманский	Дунит (11)	0,360	0,017	0,630	0,006	0,06
		Серпентинизированный дунит (19)	0,310	0,015	0,440	0,006	0,05
		Серпентинит (10)	0,230	0,015	0,370	0,006	0,05
	Северное Прибайкалье	Серпентинизированный перидотит (19)	0,300	0,015	0,440	Не опр.	Не опр.
	Приольхонье	Перидотит (7)	0,270	0,012	0,330	Н.п.о	Н.п.о
	Кабаний (мелкие тела гипербазитов)	Серпентинизированные перидотит и дунит (9)	0,230	0,011	0,430	0,012	0,19
	Дархинтуйский	Серпентинит (24)	0,310	0,014	0,590	0,007	0,04
	Гольцы	Серпентинизированный перидотит (27)	0,220	0,012	0,540	0,006	Н.п.о
Габбро-анортозитовая	Витимконский	Плагиоперидотит (1)	0,089	0,028	0,029	0,019	0,63
		Мезократовое габбро (37)	0,014	0,007	0,047	0,060	2,21
		Габбро-анортозиты и анортозиты (11)	0,011	0,003	0,036	0,018	0,70
		Амфиболизированное и соссюритизированное габбро (22)	0,009	0,004	0,025	0,035	1,81
		Гранитизированное габбро (25)	0,008	0,004	0,023	0,037	2,06
		Габбро-диабаз (14)	0,009	0,006	0,029	0,050	2,29
	Центрально-Баргузинский	Пироксенит и горнблендит (7)	0,029	0,011	0,170	0,044	0,56
		Соссюритизированное габбро (13)	0,013	0,005	0,029	0,047	0,83
		Окварцованное габбро (11)	0,002	0,005	0,004	0,064	0,81
	Сев.-Вост. Прибайкалье (Кабаний)	Мезократовое габбро (13)	0,018	0,005	0,024	0,055	1,68
	Янгудский	Серпентинизированный перидотит (8)	0,077	0,013	0,290	0,026	0,20
		Серпентинизированный пироксенит (14)	0,055	0,010	0,200	0,030	0,29
		Мезократовое габбро (4)	0,011	0,006	0,035	0,056	1,04
		Соссюритизированное габбро (16)	0,009	0,006	0,030	0,055	0,48
		Окварцованное габбро (8)	0,004	0,005	0,009	0,062	0,71
	Озерский	Габбро и габбро-диорит (17)	0,010	0,005	0,036	0,062	1,42
	Маректинский	Мезократовое габбро (12)	0,004	0,005	0,008	0,032	1,02
		Лейко-габбро и габбро-анортозит (5)	0,002	0,003	0,005	0,020	0,81

Окончание табл. 20

1	2	3	4	5	6	7	8
Габбро-анортозитовая	Атарханский	Плагиоперидотит (13)	0,054	0,012	0,23	0,023	0,35
		Горнблендит (12)	0,027	0,008	0,060	0,040	0,79
		Мезократовое габбро (32)	0,015	0,006	0,062	0,056	1,08
	Шильдырхейский	Серпентинизированный плагиоперидотит (20)	0,065	0,015	0,029	0,009	0,17
		Мезократовое габбро (15)	0,013	0,005	0,069	0,041	0,61
		Лейко-габбро и габбро-анортозит (24)	0,008	0,004	0,029	0,041	0,46
Габбро-перидотитовая	Довыренский	Дунит и серпентинизированный дунит (27)	0,210	0,022	0,50	0,005	0,05
		Перидотит и серпентинизированный перидотит (27)	0,190	0,018	0,49	0,020	0,28
		Серпентинит (2)	0,120	0,016	0,44	Не опр.	Не опр.
		Троктолит (7)	0,108	0,015	0,25	0,004	0,04
		Мезократовое габбро (22)	0,045	0,007	0,168	0,025	0,40
	Нюрундуканский	Перидотит и серпентинит (9)	0,160	0,018	0,270	Не опр.	Не опр.
		Пироксенит (6)	0,059	0,011	0,092	Не опр.	Не опр.
		Мезократовое габбро (14)	0,031	0,007	0,066	Не опр.	Не опр.
	Кивелевский	Мезократовое габбро (13)	0,032	0,005	0,083	0,007	0,07
	Маринкин	Дунит и серпентинизированный дунит (39)	0,190	0,021	0,790	0,007	0,03
		Серпентинит (13)	0,160	0,015	0,620	0,007	0,04
		Плагиодунит (4)	0,160	0,021	0,620	0,012	0,07
		Меланократовый троктолит (30)	0,150	0,019	0,620	0,006	0,03
		Троктолит (6)	0,101	0,013	0,310	0,004	0,04
		Амфибол-цоизитовая порода (19)	0,084	0,011	0,440	0,007	0,06

Примечание. Н. п. о.— ниже предела определения.

для ультраосновных пород различных формаций, четко видно контрастное распределение хрома, никеля и кобальта, а для габброидов (рис. 33)— ванадия и особенно титана. Кроме того, выявлено также, что при наложенных процессах, таких как серпентинизация, амфиболизация, соссюритизация, окварцевание, происходит, как правило, значительный вынос таких элементов, как никель и кобальт.

Помимо общих закономерностей, характерных для базит-гипербазитовых образований Байкальской горной области, каждая выделенная формация обладает своими, только ей присущими, особенностями поведения изучаемых элементов, поэтому их геохимическая характеристика приводится раздельно.

Гипербазитовая формация

Геохимические особенности пород данной формации изучались на примере гипербазитов Шаманского массива и мелких тел таких же пород Северного Прибайкалья и Приольхонья, входящих в Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс байкалид, а также аналогичных пород массивов Гольцы и Дархинтуйский, являющихся составной частью Селенгино-Каларского базит-гипербазитового пояса.

Из табл. 21 видно, что высокими содержаниями Ni, Co и Cr обладают ультраосновные породы Шаманского массива — наиболее крупного из всех описанных гипербазитовых тел региона. Менее серпентинизированные разности всех массивов характеризуются наиболее высокими содержаниями никеля и кобальта по сравнению с измененными породами. Такое поведение элементов объясняется постмагматическими процессами, при которых происходит перераспределение данных компонентов. Эта зависимость особенно четко прослежена на примере Шаманского массива, по которому проанализировано значительное количество дунитов, серпентинизированных дунитов и серпентинитов. Здесь, по-видимому, следует отметить, что вхождение никеля в оливин происходит даже в случае, когда наблюдается оливинизация серпентинитов. Ведь большая часть наиболее свежих дунитов Шаманского массива, а, возможно, и многих других, как было отмечено выше, являются не первичными породами, а возникшими в результате более поздних процессов оливинизации серпентинитов. Перераспределение никеля при серпентинизации наблюдается и в дунитах габбро-перидотитовой формации. Здесь же следует только подчеркнуть, что если факт перераспределения никеля, кобальта и, в значительно меньшей степени, хрома совершенно очевиден, то ванадий и титан ведут себя при этом относительно инертно. Содержание ванадия и титана в породах гипербазитовой формации того и другого пояса крайне ничтожно, часто бывает ниже предела определения и очень редко достигает первых сотых долей процента, что является геохимической особенностью подобных пород, на что в свое время указывал Г. В. Пинус (1965).

Между тем следует отметить, что высокими содержаниями никеля обладают серпентинизированные перидотиты и серпентиниты Дархинтуйского массива. Это указывает на изохимический характер постмагматических преобразований пород этого массива.

В основном же поведение данных элементов в породах гипербазитовых массивов Байкало-Муйского и Селенгино-Каларского офиолитовых поясов по существу мало чем отличается друг от друга.

Все породы исследованных массивов характеризуются высокими отношениями Ni : Co (от 15,3 до 22,5), что указывает, как считают некоторые исследователи (Когарко, 1973; Лутц, 1975), на их мантийное происхождение.

Габбро-анортозитовая формация

Геохимические особенности пород габбро-анортозитовой формации, массивы которой входят как в Байкало-Муйский, так и в Селенгино-Каларский базит-гипербазитовые пояса, изучены главным образом на примере Витимконского, Шильдырхейского и Атарханского массивов. Кроме того, изучались и другие габброидные тела данной формации, распространенные в Баргузинском хребте, в Северо-Восточном и Юго-Западном Прибайкалье.

Поскольку массивы рассматриваемой формации представлены преимущественно породами основного ряда (габбро, габбро-норитами, троктолитами, габбро-анортозитами, анортозитами), то они обычно характеризуются высокими содержаниями ванадия и титана и относительно низ-

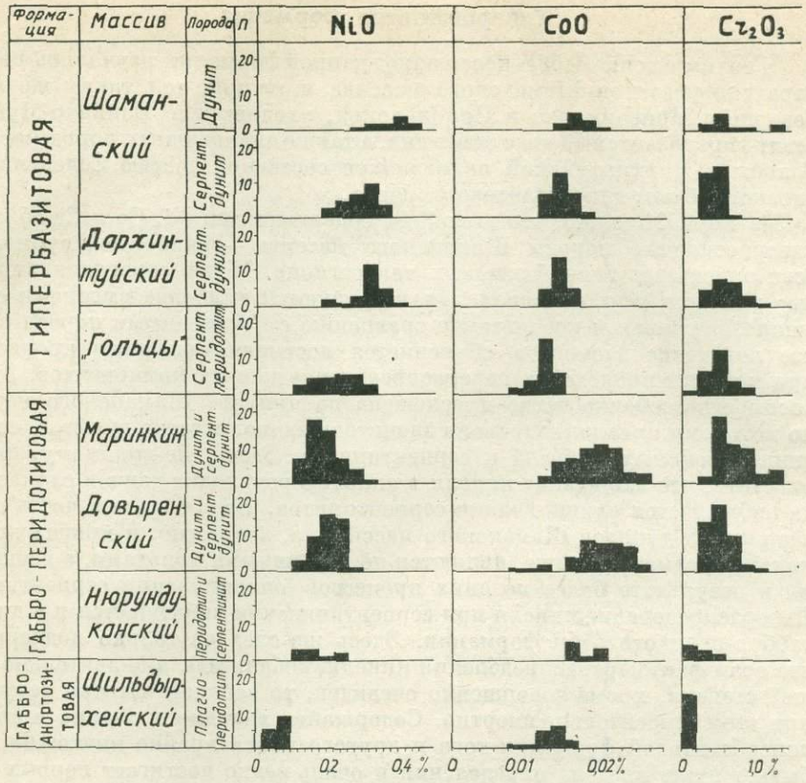


Рис. 32. Гистограмма распределения NiO, CoO, Cr_2O_3, V_2O_5 и TiO_2 в ультраосновных породах различных формаций.

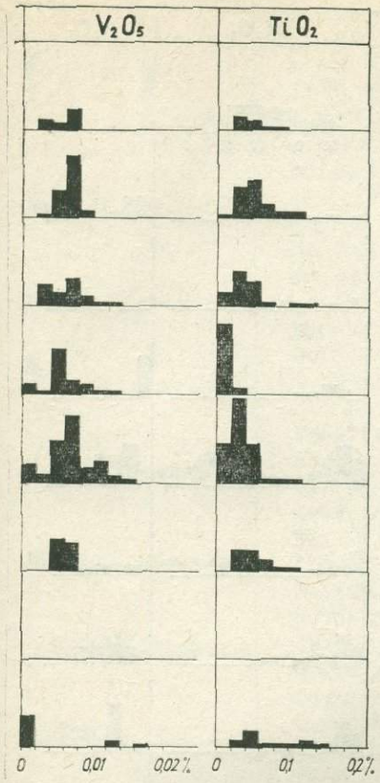
ками — никеля, хрома и кобальта. Ниже приводятся колебания и средние содержания данных элементов в этих массивах (табл. 22).

Судя по таблице, ультраосновные породы данной формации в сравнении с ультраосновными породами гипербазитовой формации, характеризуются высоким содержанием титана, но незначительным — никеля и кобальта. Никель в них редко достигает первых десятых долей процента. Еще выше содержания титана и ванадия в габброидах, а никель и кобальт в этих породах отмечаются в исчезающе малых дозах.

Различий в поведении таких элементов, как никель, кобальт и хром во всех породах из массивов выделенной формации обоих поясов не наблюдается. Однако поведение титана и ванадия в разных массивах неодинаково. Так, если мезократовые габбро Витимконского массива характеризуются высокими содержаниями ванадия и особенно титана, то те же габброиды Шильдырхейского массива содержат меньшее количество этих элементов.

В породах габбро-анортозитовой формации также низки отношения никеля к кобальту (см. табл. 22), особенно в оруденелых титаноносных габброидах Витимконского массива

Судя по распределению данных элементов, очень близко к габбро-анортозитовой формации находится Озерский массив из Юго-Западного Прибайкалья. В этом массиве отмечены пироксениты (весьма ограниченно), габбро, габбро-диориты и диориты. В северо-западной его части встречаются сиениты, являющиеся, по-видимому, результатом более поздних преобразований пород массива.



Отношение Ni : Co в ультраосновных породах габбро-анортозитовой формации колеблется от 2,7 до 5,9, в габброидах от 0,5 до 3,8.

Габбро-перидотитовая формация

По вещественному составу породы этой формации занимают промежуточное положение между гипербазитовой и габбро-анортозитовой формациями, что отразилось и на характере распределения рассматриваемых элементов в породах.

Поведение никеля, кобальта, хрома, ванадия и титана изучалось нами главным образом в породах Довыренского, Нюрундуканского, Маринкина и Кивелевского массивов. Судя по табл. 23, высокими содержаниями никеля, кобальта и хрома обладают ультраосновные породы, а основные характеризуются относительно высокими содержаниями титана и ванадия.

При переходе от ультраосновных пород к основным количество кобальта, никеля и хрома резко падает. Правда, в породах Маринкина массива такое уменьшение выражено очень слабо. Это объясняется особенностями вещественного состава массива, где основные породы представлены не габброидами, а преимущественно мелано- и мезократовыми троктолитами. В мезократовых троктолитах описываемого массива содержится значительно больше хромшпинелидов, чем в обычных габброидах данной формации.

Характер распределения титана и ванадия имеет здесь свои особенности. Ультраосновные породы нередко содержат десятые доли процента титана, т. е. значительно больше, чем те же породы гипербазитовой формации. В габброидах же этого элемента значительно меньше, чем в тех же породах габбро-анортозитовой формации. К тому же в разных массивах этих пород количество окиси титана неодинаково. Наиболее богаты им основные породы Нюрундуканского, Кивелевского и частично Довыренского массивов, а троктолиты Маринкина массива имеют пониженные содержания титана и ванадия.

Следует отметить, что ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации, по сравнению с гипербазитовой, содержат несколько меньше никеля, кобальта и отчасти хрома (исключая Маринкин массив, где содержание хрома во всех породах довольно высокое, см. табл. 18), но, в свою очередь, количества указанных элементов значительно выше, чем в ультраосновных породах габбро-анортозитовой формации. Габброиды габбро-перидотитовой формации характеризуются более высокими содержаниями никеля, кобальта и хрома, но значительно меньшими — титана и ванадия, чем те же породы габбро-анортозитовой формации.

Отношение Ni:Co в ультраосновных породах рассматриваемой формации равно 9,0—10,4, а в основных 5,5—7,7, т. е. и по этим данным они занимают промежуточное положение между двумя выше охарактеризованными формациями.

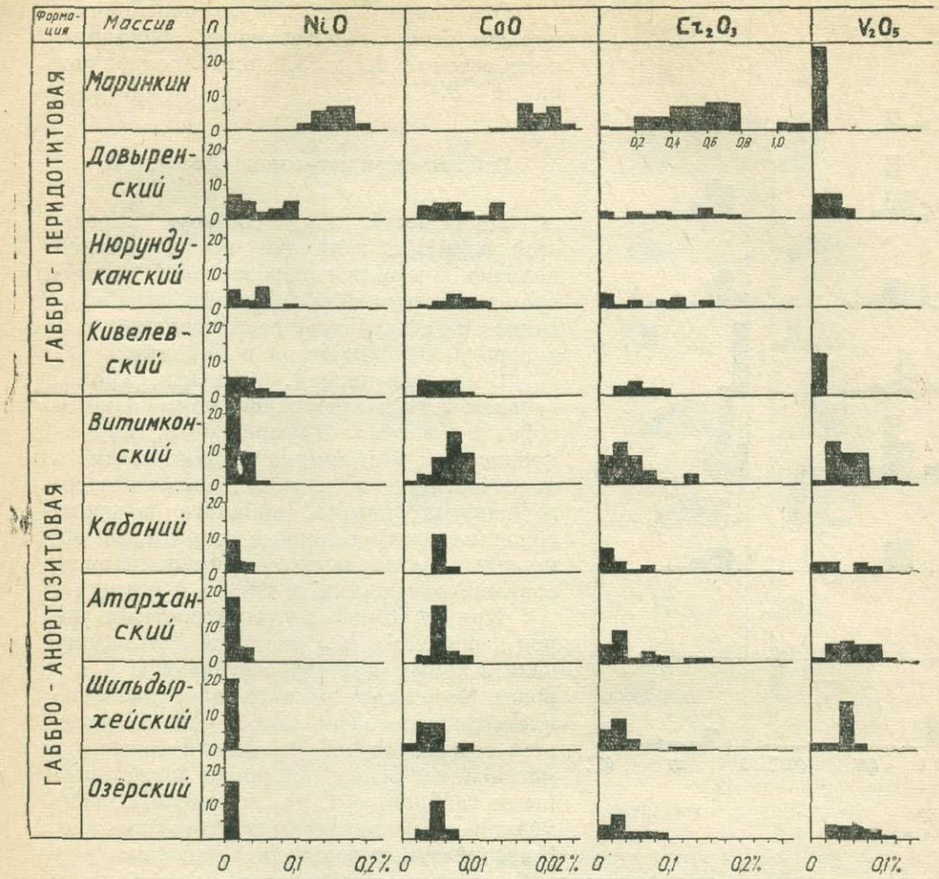


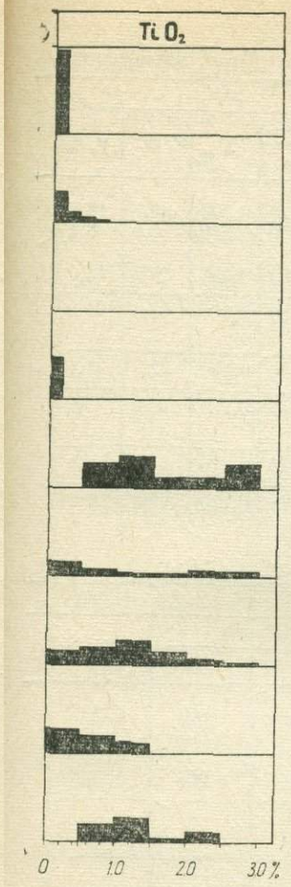
Рис. 33. Гистограмма распределения NiO, CoO, Cr_2O_3, V_2O_5 и TiO_2 в основных породах габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой формаций.

Геохимические особенности породообразующих минералов

В некоторых минералах из пород изученных формаций определялись указанные выше элементы (табл. 24). Наибольший интерес представляют такие породообразующие минералы, как оливин, ромбический и моноклинный пироксены и продукты их постмагматического преобразования.

В оливине обычно концентрируется значительное количество никеля, ионы которого изоморфно замещают магний. Наиболее высокая его концентрация наблюдается в оливине из дунитов гипербазитовой формации (0,28—0,36), несколько меньше — в оливине из дунитов габбро-перидотитовой формации (0,23—0,28) и еще меньше — в оливине из плагиоперидотитов габбро-анортозитовой формации (0,03—0,19). По мере падения основности пород количество никеля в этом минерале значительно уменьшается. Так, в оливине из троктолитов Шильдырхейского массива он содержится в сотых долях процента. Содержание никеля также уменьшается при переходе от оливинов к пироксенам по схеме: оливин → энстатит → диопсид → авгит.

Высокие концентрации этого элемента в оливине из ультраосновных пород наблюдаются во всех подобных формациях (Егорова, 1938; Сахаров, 1960; Эдельштейн, 1960; Пинус и др., 1973; Докучаева, 1975), и, как справедливо отмечают большинство исследователей, он обычно изоморфно входит в данный минерал. Вопросы изоморфного вхождения никеля в породообразующие минералы Довыренского массива были рассмотрены нами ранее (Грудинин, Кузнецова, 1961; Грудинин, 1965). Исследование характера вхождения никеля и кобальта в оливин из дунитов Довыренского массива, проведенное на электронном микрозонде MS-46 *Cameca* при диаметре зонда 1 мкм по NiK_α —и CoK_α-линиям, показало равномерный характер распределения этих элементов в минерале, что служит дополнительным подтверждением изоморфного характера вхождения этих элементов в исследованные оливины. Это подтверждает тот факт, что при кристаллизации силикатного расплава некоторые рудные элементы изоморфно входят в породообразующие минералы.



При процессах же серпентинизации происходит перераспределение этого элемента. Причем в одних случаях, при региональном метаморфизме гипербазитов, когда этот процесс протекал при неизмененности таких главных компонентов, как Mg, Si, Fe, что было показано Д. С. Штейнбергом (1960), серпентинизация носила более или менее изохимический характер. Это дало основание *некоторым исследователям* (Морковкина, Гаврилова, 1976) считать, что серпентинизация вообще является процессом изохимическим и при этом *какого-либо перераспределения рудных компонентов* не происходит. Между тем Д. С. Штейнберг, рассматривая степень серпентинизации гипербазитов, отметил, что ...«изохимическая серпентинизация дунитов и гарцбургитов сочетается в определенных случаях с частичным выносом компонентов, приближающим состав продуктов серпентинизации к чистому серпентину...» (Штейнберг и др., 1976, с. 166). А. А. Маракушевым (1975), Р. Л. Грасенсем (Gresens, 1969) и другими исследователями показано, что метаморфизм горных пород, в том числе и серпентинизация, в общем случае не бывает изохимическим. С подобными выводами нельзя не согласиться, так как в большинстве изученных нами массивов в серпентинитах наблюдается значительно меньшее количество никеля, нежели в слабо серпентинизированных разностях.

Обычно процесс серпентинизации сопровождается разрушением кристаллической решетки силикатных минералов и в первую очередь оливина. При этом происходит высвобождение никеля. Постмагматические растворы, как нами было показано ранее (Грудинин, Летников, 1969), могли привносить также и серу, которая при соответствующих физико-химических условиях легко вступала во взаимодействие со свободными халькофильными элементами, в частности с никелем, и могла образовать сульфиды. Таким путем, по-видимому, образовалась сульфидная вкрапленность в серпентинитах Северного Прибайкалья (Грудинин, Остапенко, 1974), в некоторых массивах Кольского полуострова (Горбунов, 1961; Елисеев, 1961). Изучение оливинов и продуктов их постмагматического преобразования — серпентинов, тремолитов, хлоритов из ультраосновных пород Северного Прибайкалья показало, что оливины, как правило, содержат значительные количества никеля, а сульфидная вкрапленность в них практически отсутствует, в серпентинах же количество никеля резко падает, зато в них отмечены в виде вкрапленности сульфиды. Поскольку процесс

Таблица 21

Средние содержания, пределы колебаний, дисперсии и коэффициенты вариаций для пород гипербазитовой формации

Массив	Порода	NiO					CoO					Ni/Co	Cr_2O_3				
		Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-4}$	V, %	Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-6}$	V, %		Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-2}$	V, %
		от	до				от	до					от	до			
Шаманский	Дунит (11)	0,290	0,420	0,360	20,7	12,8	0,014	0,020	0,017	3,0	10,0	21,2	0,300	1,200	0,630	10,73	51,9
	Серпентинизированный дунит (19)	0,250	0,340	0,310	6,8	8,4	0,013	0,019	0,015	3,6	12,7	20,7	0,360	0,680	0,440	0,71	19,1
	Серпентинит (10)	0,190	0,280	0,230	10,3	13,9	0,012	0,017	0,015	2,9	11,3	15,3	0,300	0,480	0,370	0,31	15,1
Северное Прибайкалье	Серпентинизированный перидотит (19)	0,150	0,450	0,300	53,1	24,3	0,006	0,022	0,015	14,4	25,3	20,0	0,180	0,910	0,440	2,71	37,3
Приольхонье	Перидотит (7)	0,200	0,370	0,270	32,7	21,1	0,011	0,013	0,012	0,7	6,7	22,5	0,150	0,500	0,330	12,2	33,3
Кабаний (мелкие тела гипербазитов)	Серпентинизированный перидотит и серпентинит (9)	0,070	0,340	0,230	110,0	45,7	0,004	0,014	0,011	10,8	30,0	20,9	0,200	0,520	0,430	10,6	24,0
Дархинтуйский	Серпентинит (24)	0,200	0,410	0,310	24,6	15,8	0,012	0,017	0,014	2,2	10,7	22,1	0,300	1,050	0,590	39,4	33,6
Гольцы	Серпентинизированный перидотит (27)	0,210	0,310	0,220	34,9	26,8	0,009	0,015	0,012	3,0	14,2	18,3	0,280	1,200	0,540	50,4	41,5

Массив	Порода	V_2O_5			$S^2 \cdot 10^{-6}$	V, %	TiO_2					Cr/V	V/Ti
		Колебания		$\bar{X}$			Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-4}$	V, %		
		от	до				от	до					
Шаманский	Дунит (11)	0,003	0,007	0,006	2,60	28,1	0,021	0,140	0,061	15,02	63,4	110,5	0,093
	Серпентинизированный дунит (19)	0,004	0,009	0,006	1,96	21,4	0,006	0,100	0,049	6,18	50,6	67,7	0,133
	Серпентинит (10)	0,005	0,008	0,006	0,53	11,4	0,023	0,100	0,052	4,47	40,4	57,8	0,123
Северное Прибайкалье	Серпентинизированный перидотит (19)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Приольхонье	Перидотит (7)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кабаний (мелкие тела гипербазитов)	Серпентинизированный перидотит и серпентинит (9)	0,001	0,025	0,012	140,19	100,0	0,006	0,710	0,186	67,88	139,8	36,8	0,063
Дархинтуйский	Серпентинит (24)	0,002	0,017	0,007	11,81	52,0	0,006	0,120	0,038	7,21	70,5	89,4	0,174
Гольцы	Серпентинизированный перидотит (27)	0,001	0,002	0,006	18,20	66,6	—	—	—	—	—	84,4	—

серпентинизации не одноактный, а чаще всего многостадийный, то и перекристаллизация, а следовательно, и перераспределение рудных компонентов особенно интенсивно осуществляется в более поздние стадии.

Для аргументированного объяснения процесса перераспределения никеля в постмагматическую стадию попытаемся сравнить термодинамические константы некоторых соединений.

В магматическую стадию в полимеризованном ультраосновном расплаве преобладающим силикатным анионом является $(SiO_4)^{4-}$. В силу того, что в данном случае концентрация кремния минимальная для всех известных в природе магм, то при формировании ультраосновного расплава идет отчетливо выраженная борьба катионов за имеющиеся в дефиците анионы $(SiO_4)^{4-}$. Как было показано ранее (Летников, 1965), в этом случае образуются те соединения, у которых термодинамический потенциал максимален. Все необходимые для дальнейших рассуждений данные приведены в табл. 25.

Из приведенных цифр следует, что в ультраосновной магме первым будет образовываться форстерит, а затем фаялит. Учитывая низкую концентрацию Ni и Co в расплаве и меньшие по сравнению с Mg и Fe термодинамические потенциалы соответствующих ортосиликатов, можно полагать, что Ni и Co не образуют самостоятельных силикатов, а входят в решетку оливина, замещая в ней Mg^{2+} или Fe^{2+}. С этих позиций можно объяснить обогащение никелем магнезиальных оливинов по сравнению с железистыми.

Поскольку оливин строится на базе форстеритовой молекулы, то высокая концентрация в минерале Mg^{2+} создает благоприятные условия для изоморфного замещения $Ni^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$, что определяется равенством их кристаллохимических параметров. Если бы в расплаве имелся силикат никеля, то существовала бы обратная зависимость, так как в этом случае близость термодинамических потенциалов силикатов железа и никеля обусловила бы накопление никеля в оливинах железистого ряда.

Наиболее интересен послемагматический этап геохимии никеля. Как указывалось выше (см. табл. 25), в оливине связь магния с анионом $(SiO_4)^{4-}$ будет в полтора-два раза прочнее, чем у железа (ср. ΔZ_m). Кроме того, если Mg^{2+} и Fe^{2+} составляют основу оливина, то никель является изоморф-

Средние содержания, пределы колебаний, дисперсии и коэффициенты

Таблица 22

вариаций для пород габбро-анортозитовой формации

Массив	Порода	NiO					CoO					Ni/Co	Cr_2O_3				
		Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^6$	V, %	Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^4$	V, %		колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^4$	V, %
		от	до				от	до					от	до			
Витимконский	Мезократовое габбро (37)	0,002	0,056	0,014	105,0	74,3	0,002	0,019	0,007	7,35	39,7	2,0	0,002	0,200	0,047	16,90	87,2
	Габбро-анортозит (11)	0,004	0,018	0,011	21,4	41,8	0,001	0,005	0,003	1,02	34,8	3,8	0,010	0,098	0,036	6,89	72,7
	Амфиболизированное и соссюритизированное габбро (22)	0,002	0,032	0,009	38,2	66,4	0,002	0,008	0,004	2,90	46,0	2,5	0,005	0,074	0,025	3,18	71,3
	Окварцованное габбро (25)	0,003	0,022	0,008	22,3	59,1	0,001	0,007	0,004	3,34	46,8	2,0	0,006	0,089	0,023	3,83	85,1
	Габбро-диабаз (14)	0,002	0,024	0,009	33,2	60,7	0,003	0,009	0,006	3,50	30,7	1,6	0,006	0,048	0,029	1,35	40,1
Центрально-Баргузинский	Пироксенит и горнблендит (7)	0,016	0,072	0,029	408,0	69,6	0,005	0,029	0,011	7,21	80,0	2,7	0,040	0,430	0,170	215,83	85,9
	Соссюритизированное и амфиболизированное габбро (13)	0,001	0,038	0,013	135,9	92,5	0,002	0,008	0,005	3,07	35,7	2,6	0,002	0,107	0,029	11,21	115,1
	Окварцованное габбро (11)	0,001	0,006	0,002	1,6	54,3	0,002	0,010	0,005	7,35	53,1	0,4	0,002	0,007	0,004	0,02	41,0
Северо-Восточное Прибайкалье (Кабаний)	Мезократовое габбро (13)	0,011	0,041	0,019	88,1	48,9	0,004	0,006	0,005	0,22	8,7	3,5	0,002	0,069	0,026	4,30	85,0
Янгудский	Серпентинизированный перидотит (8)	0,059	0,110	0,077	278,6	21,7	0,011	0,017	0,013	4,57	16,2	5,9	0,190	0,420	0,290	57,00	25,9
	Серпентинизированный пироксенит (14)	0,021	0,095	0,055	531,0	41,8	0,008	0,013	0,010	3,38	18,0	5,5	0,080	0,320	0,200	69,77	41,5
	Мезократовое габбро (4)	0,004	0,017	0,011	31,7	50,9	0,005	0,007	0,006	1,42	18,8	1,7	0,009	0,105	0,035	21,87	13,3
	Соссюритизированное габбро (16)	0,004	0,025	0,009	34,5	62,4	0,005	0,009	0,006	1,42	19,5	1,5	0,010	0,069	0,030	3,83	64,3
	Окварцованное габбро (8)	0,002	0,006	0,004	1,6	29,5	0,004	0,006	0,005	0,50	14,9	0,9	0,002	9,016	0,009	0,19	46,9
Озерский	Габбро и габбро-диорит (17)	0,002	0,017	0,010	13,1	36,0	0,002	0,007	0,005	2,25	30,6	2,0	0,002	0,085	0,036	6,11	68,6
Маректинский	Мезократовое габбро (12)	0,002	0,007	0,004	2,0	38,4	0,003	0,007	0,005	1,80	26,8	0,7	0,003	0,014	0,001	0,18	52,5
	Лейкократовое габбро и габбро-анортозит (5)	0,001	0,002	0,002	0,1	18,0	0,002	0,004	0,003	0,85	31,7	0,5	0,002	0,006	0,005	0,04	43,2
Атарханский	Плагиоперидотит (13)	0,030	0,100	0,054	340,5	34,1	0,007	0,017	0,012	11,07	27,5	4,5	0,050	0,550	0,230	187,75	59,6
	Горнблендит (12)	0,010	0,040	0,027	134,2	43,0	0,006	0,011	0,008	3,01	21,4	3,3	0,002	0,140	0,060	13,65	61,5
	Мезократовое габбро (32)	0,004	0,033	0,015	70,7	56,0	0,004	0,009	0,006	2,84	28,0	2,5	0,007	0,340	0,062	40,99	103,2
Шильдырхейский	Серпентинизированный плагиоперидотит (20)	0,008	0,110	0,065	661,3	39,5	0,008	0,022	0,015	11,42	22,7	4,3	0,002	0,120	0,029	7,64	95,2
	Мезократовое габбро (15)	0,002	0,050	0,013	156,6	96,2	0,002	0,009	0,005	4,31	39,0	2,4	0,005	0,320	0,069	71,81	122,8
	Лейкократовое габбро и габбро-анортозит (24)	0,002	0,017	0,008	15,9	51,7	0,002	0,009	0,004	4,09	50,0	1,9	0,002	0,130	0,029	10,11	109,3

ной примесью в нем, следовательно, при послемагматических процессах, при воздействии гидротерм на оливин, первым решетку будет покидать никель. В случае, когда по оливину развивается серпентин, тенденция к концентрации никеля выражена слабо, поскольку, как это видно из значений табл. 26, у $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ и $Fe_6Si_4O_{10}(OH)_8$ термодинамические потенциалы образования выше, чем у $Ni_6Si_4O_{10}(OH)_8$.

Резкая разница в термодинамических потенциалах образования собственно серпентина и его железистого и никелевого аналогов предопределяет неустойчивость двух последних, вследствие чего и осуществляется перевод их в подвижное состояние. Следовательно, с таких позиций процесс серпентинизации можно рассматривать как стерилизацию оливина от железа и никеля. Начиная с этого момента, железо и никель переходят в подвижное состояние, и пути их дальнейшей миграции становятся довольно близкими.

Для процесса серпентинизации характерна сравнительно высокая активность серы, что выражается в широком развитии сульфидов в пределах зон серпентинизации, вплоть до возникновения жил и прожилков, сложенных мономинеральными сульфидами. В этих условиях перешедшие при серпентинизации оливина в раствор железо и никель будут образовывать сульфиды, которые отлагаются в одинаковой физико-химической обстановке, поскольку величины ΔZ_m сульфидов железа и никеля довольно близки (в расчете на 1 г·атом серы). Следовательно, в геохимии никеля в ультраосновных породах можно наметить два этапа. В магматический этап никель концентрируется в оливине, замещая преимущественно ион магния, в послемагматический этап на стадии серпентинизации никель вместе с железом переходят в подвижное состояние, причем никель в большей мере, а затем на конечных этапах серпентинизации отлагается в виде сульфидов в пределах поля серпентинизированных пород. При этом, естественно, не исключается возможность миграции в соответствующих условиях никеля в гидротермальном растворе и за пределы серпентинизированных разностей.

Между тем следует также подчеркнуть, что процесс серпентинизации в общем виде может быть и относительно изохимическим, но только в начальную стадию (при региональном метаморфизме). В более поздние стадии, особенно при аллометаморфической серпентинизации, происходит интенсивное перераспределение никеля.

Массив	Порода	V_2O_5		
		Колебания		$\bar{X}$
		от	до	
Витимконский	Мезократовое габбро (37)	0,016	0,168	0,060
	Габбро-анортозит (11)	0,009	0,032	0,018
	Амфиболизированное и соссюритизированное габбро (22)	0,013	0,063	0,035
	Окварцованное габбро (25)	0,007	0,095	0,037
	Габбро-диабаз (14)	0,028	0,066	0,050
Центрально-Баргузинский	Пироксенит и горнблендит (7)	0,023	0,078	0,044
	Соссюритизированное и амфиболизированное габбро (13)	0,028	0,126	0,047
	Окварцованное габбро (11)	0,028	0,160	0,074
Северо-Восточное Прибайкалье (Кабаний)	Мезократовое габбро (13)	0,005	0,091	0,044
Янгудский	Серпентинизированный перидотит (8)	0,020	0,042	0,026
	Серпентинизированный пироксенит (14)	0,014	0,056	0,030
	Мезократовое габбро (4)	0,045	0,071	0,056
	Соссюритизированное габбро (16)	0,011	0,081	0,065
	Окварцованное габбро (8)	0,034	0,081	0,062
Озерский	Габбро и габбро-диорит (17)	0,024	0,115	0,062
Маректинский	Мезократовое габбро (12)	0,010	0,062	0,032
	Лейкократовое габбро и габбро-анортозит (5)	0,012	0,026	0,020
Атарханский	Плагиоперидотит (13)	0,001	0,040	0,023
	Горнблендит (12)	0,011	0,140	0,040
	Мезократовое габбро (32)	0,016	0,105	0,056
Шильдырхейский	Серпентинизированный плагиоперидотит (20)	0,001	0,059	0,009
	Мезократовое габбро (15)	0,005	0,078	0,041
	Лейкократовое габбро и габбро-анортозит (24)	0,003	0,078	0,041

Таким образом, процесс перераспределения никеля при серпентинизации куда более сложен, чем считают некоторые исследователи. Если при региональном метаморфизме гипербазитов значительного перераспределения никеля, как указано выше, действительно не происходило, то при более интенсивных метасоматических и гидротермальных процессах, связанных с воздействием разнообразных флюидов, поступающих по различного рода ослабленными зонам, происходит интенсивный вынос этого компонента. Отсюда нередко в таких минералах, как тремолиты, количество никеля ничтожно мало.

Кобальт, подобно никелю, также более всего концентрируется в оливине, но его количества на порядок ниже (см. табл. 24). Содержание этого элемента примерно вдвое уменьшается при переходе от оливинов к пироксенам. Однако в диопсиде его несколько больше, чем в энстатите (в противоположность никелю). При постмагматических процессах (серпентинизации, амфиболизации) количество кобальта, подобно никелю, уменьшается, что указывает на перераспределение этого элемента при интенсивных постмагматических процессах.

Хром более всего концентрируется в минералах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций. Обычно он содержится главным обра-

TiO_2							Cr/V	V/Ti
$S^2 \cdot 10^{-4}$	V, %	Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-2}$	V, %		
		от	до					
12,73	59,3	0,54	5,92	2,21	193,87	62,9	0,8	0,027
0,50	38,8	0,38	1,00	0,70	2,75	23,6	2,0	0,026
2,69	46,8	0,58	4,27	1,81	103,17	56,1	0,7	0,019
4,86	59,6	0,66	4,67	2,65	102,58	49,2	0,6	0,018
1,01	20,1	1,52	4,47	2,29	54,78	32,3	0,6	0,022
3,23	40,7	0,24	0,71	0,56	3,12	31,4	3,9	0,078
6,30	53,4	0,18	2,14	0,83	31,50	67,6	0,6	0,057
16,92	64,2	0,50	1,38	0,81	6,55	31,6	0,06	0,079
8,53	66,4	0,18	2,75	1,26	92,05	76,1	0,6	0,035
0,55	28,5	0,13	0,35	0,20	0,47	34,5	11,2	0,130
1,70	43,3	0,11	0,72	0,29	3,08	60,2	6,7	0,103
1,40	21,1	0,42	2,06	1,04	50,67	68,3	0,6	0,054
3,25	32,7	0,16	0,83	0,48	4,10	42,1	0,5	0,115
2,46	25,8	0,26	1,80	0,71	23,03	67,6	0,2	0,087
6,32	40,3	0,58	3,60	1,42	57,67	53,5	0,6	0,044
2,54	49,7	0,37	1,70	1,02	11,39	33,0	0,2	0,03
0,40	31,5	0,44	1,22	0,81	12,57	43,7	0,2	0,02
1,20	47,4	0,06	0,68	0,35	3,28	51,7	10,0	0,06
15,39	98,4	0,33	2,28	0,79	47,14	86,8	1,5	0,05
7,78	49,6	0,20	2,88	1,08	45,89	62,7	1,1	0,05
1,80	148,9	0,02	0,83	0,17	4,62	126,5	3,2	0,05
3,66	46,6	0,12	1,38	0,61	12,52	58,0	1,7	0,07
3,91	48,0	0,14	1,02	0,46	4,28	45,0	0,7	0,09

зом в хромшпинелидах и в незначительном количестве присутствует в породообразующих минералах. Если присутствие хрома в оливине следует объяснять субмикроскопической примесью хромшпинелидов, то в моноклинный пироксен он, как и никель в оливин, входит изоморфно. Содержание окиси хрома в диопсиде достигает 0,46%. Высокое содержание хрома (0,29% Cr_2O_3) в тремолите из массива Гольцы позволяет относить его к редкой разновидности хромсодержащих тремолитов (Дир и др., 1965).

Ванадий и титан преимущественно концентрируются в титаномагнетите и ильмените, а также в авгите. В Витимконском массиве авгит содержит около 0,1% V_2O_5 и 1,8% TiO_2. В этот минерал данные элементы входят, по-видимому, также изоморфно. Незначительное присутствие ванадия и титана в оливине объясняется тончайшими субмикроскопическими прорастаниями рудных минералов (титаномагнетита).

Некоторые особенности в распределении никеля, кобальта, хрома, ванадия и титана

Наиболее высокими содержаниями никеля, кобальта и хрома, но низкими коэффициентами вариаций обладают породы гипербазитовой

Средние содержания, пределы колебаний, дисперсии, коэффициенты

Массив	Порода	NiO				
		Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-6}$	V, %
		от	до			
Довыренский	Дунит и серпентинизированный дунит (27)	0,07	0,48	0,20	4623,0	34,0
	Перидотит и серпентинизированный перидотит (27)	0,10	0,23	0,19	1828,0	22,1
	Троктолит (7)	0,085	0,139	0,115	334,0	15,6
	Мезократовое габбро (22)	0,010	0,094	0,046	957,9	67,4
Нюрундуканский	Перидотит и серпентинит (9)	0,10	0,24	0,16	2513,0	31,3
	Пироксенит (6)	0,020	0,085	0,059	781,4	47,4
	Мезократовое габбро (14)	0,001	0,087	0,030	646,3	84,7
Кивелевский	Мезократовое габбро (13)	0,009	0,068	0,032	421,8	64,2
Маринкин	Дунит и серпентинизированный дунит (39)	0,11	0,32	0,19	2850,0	27,9
	Серпентинит (13)	0,12	0,20	0,16	625,0	15,6
	Плагиодунит (4)	0,12	0,20	0,16	1100,0	20,7
	Меланократовый троктолит (30)	0,10	0,22	0,15	682,8	17,3
	Троктолит (6)	0,059	0,140	0,101	1357,0	36,4
	Амфибол-цоизитовая порода (19)	0,022	0,180	0,084	2512,1	59,6

Массив	Порода	V_2O_5			
		Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-8}$
		от	до		
Довыренский	Дунит и серпентинизированный дунит (27)	0,0027	0,110	0,0063	384,0
	Перидотит и серпентинизированный перидотит (27)	0,005	0,032	0,020	9929,0
	Троктолит (7)	0,0034	0,0068	0,0047	191,6
	Мезократовое габбро (22)	0,002	0,051	0,024	25994,0
Нюрундуканский	Перидотит и серпентинит (9)	—	—	—	—
	Пироксенит (6)	—	—	—	—
	Мезократовое габбро (14)	—	—	—	—
Кивелевский	Мезократовое габбро (13)	0,0006	0,0190	0,0073	3194,5
Маринкин	Дунит и серпентинизированный дунит (39)	0,0006	0,0200	0,0070	1243,2
	Серпентинит (13)	0,0006	0,0140	0,0069	1469,8
	Плагиодунит (4)	0,007	0,017	0,012	2333,0
	Меланократовый троктолит (30)	0,0006	0,0010	0,0064	623,9
	Троктолит (6)	0,0006	0,0076	0,0045	666,8
	Амфибол-цоизитовая порода (19)	0,0006	0,0210	0,0070	3235,7

формации, габброиды же габбро-анортозитовой формации характеризуются низкими содержаниями этих элементов, но высокими коэффициентами вариаций. В противоположность гипербазитам габброиды отличаются высокими содержаниями титана и ванадия, но низкими коэффициентами вариаций данных элементов. Эти особенности находятся в прямой зависимости от условий кристаллизации расплавов, из которых образовались изучаемые породы.

Таблица 23

вариаций для пород габбро-перидотитовой формации

CoO						Cr_2O_3				
Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-8}$	V, %	Ni/Co	Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-4}$	V, %
от	до					от	до			
0,012	0,028	0,021	1300,0	17,1	9,5	0,23	1,00	0,48	249,4	32,9
0,008	0,031	0,018	2822,0	29,4	10,6	0,20	1,00	0,49	558,1	48,2
0,013	0,020	0,016	720,0	16,8	7,2	0,12	0,47	0,26	224,0	57,7
0,0030	0,0130	0,0075	1150,0	45,3	6,1	0,002	0,410	0,168	112,4	63,1
0,016	0,021	0,018	463,0	11,7	8,9	0,10	0,55	0,27	248,6	58,1
0,008	0,018	0,011	1420,0	34,2	5,4	0,047	0,160	0,092	21,8	50,7
0,0006	0,0010	0,0067	1353,0	54,9	4,5	0,002	0,159	0,067	30,3	82,2
0,0027	0,0100	0,0055	535,9	42,1	5,8	0,024	0,270	0,083	45,7	81,5
0,014	0,027	0,021	913,2	14,3	9,0	0,24	2,13	0,79	5439,5	93,3
0,012	0,019	0,015	450,0	14,0	10,7	0,10	1,20	0,62	957,3	49,8
0,020	0,022	0,021	100,0	4,8	7,6	0,37	1,28	0,62	1948,7	71,2
0,013	0,023	0,019	600,0	12,6	7,9	0,12	1,26	0,62	775,9	44,8
0,008	0,019	0,013	1960,0	33,8	7,8	0,06	0,66	0,31	493,0	71,6
0,0056	0,0190	0,0113	2338,5	42,7	7,4	0,03	1,32	0,44	1645,3	92,0

Окончание табл. 23

V, %	TiO_2					Cr/V	V/Ti
	Колебания		$\bar{X}$	$S^2 \cdot 10^{-6}$	V, %		
	от	до					
31,1	0,022	0,180	0,058	2087,4	78,6	76,2	0,109
49,5	0,05	0,50	0,28	29700,0	61,4	24,5	0,071
29,8	0,024	0,070	0,042	307,4	42,8	55,3	0,112
66,7	0,03	2,09	0,38	278217,0	136,0	7,0	0,063
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
77,4	0,006	0,130	0,068	1471,6	56,4	11,4	0,107
50,3	0,006	0,130	0,032	436,1	65,0	112,8	0,219
55,5	0,006	0,100	0,038	814,4	75,0	89,8	0,182
40,2	0,035	0,120	0,070	1317,0	51,8	51,7	0,171
38,9	0,006	0,063	0,032	159,6	38,4	96,9	0,200
57,3	0,021	0,071	0,039	295,8	44,1	68,9	0,115
81,1	0,018	0,160	0,056	1819,6	76,1	62,9	0,125

Обогащенность или обедненность расплавов данными элементами объясняется, как считает Б. Г. Лутц (1975), их относительной туго- или легкоплавкостью. Известно, что никель, кобальт и хром тугоплавкие элементы, а ванадий и титан относительно вышеуказанных элементов более легкоплавкие. Правда, в отдельные моменты никель и кобальт при наличии серы ведут себя особо, но мы рассматриваем тот случай, когда сульфидная фаза отсутствует (обычные породы и силикатные минералы).

Таблица 24

Средние содержания NiO, CoO, Cr_2O_3, V_2O_5 и TiO_2 в минералах из пород различных формаций, вес. %

Массив	Порода	Минерал	NiO	CoO	Cr_2O_3	V_2O_5	TiO_2
		Гипербазитовая формация					
Шаманский	Дунит и серпентинизированный дунит	Оливин (6)	0,360	0,018	0,145	0,003	0,038
		Серпентин (5)	0,320	0,014	0,250	0,007	0,049
Северное Прибайкалье	Дунит	Оливин (2)	0,330	0,017	0,100	Не опр.	Не опр.
		Энстатит (1)	*0,140*	*0,008*	*0,160*	»	»
Приольхонье	Серпентинизированный дунит	Оливин (3)	0,280	0,020	0,069	0,001	0,003
Гольцы	Перидотит	Серпентин (3)	*0,103*	*0,006*	*0,012*	Н.п.о	Н.п.о
	Тремолитовая порода	Тремолит (5)	0,047	0,008	0,292	0,023	0,044
		Габбро-анортозитовая формация					
Витимканский	Мезократовое габбро	Авгит (2)	0,009	0,009	0,009	0,077	1,80
Атарханский	Плагиоперидотит	*Оливин (3)*	0,170	0,015	0,011	Н.п.о	Н.п.о
Шильдырхейский	Троктолит	Оливин (2)	0,030	0,014	Н.п.о	Н.п.о	0,022
		Габбро-перидотитовая формация					
Довыренский	Дунит	Оливин (6)	0,280	0,023	0,060	Н.п.о	0,022
	Лерцолит	» (2)	0,180	0,022	0,081	»	0,016
	Верлит	» (1)	0,150	0,018	*0,160*	0,005	0,079
Нюрундуканский	Лерцолит	Оливин (1)	0,180	0,020	0,110	Не опр.	Не опр.
		Диопсид (2)	0,070	0,010	0,340	»	»
Маринкин	Дунит	Оливин (6)	0,230	0,018	0,010	Н.п.о	Н.п.о
	Троктолит	» (2)	0,190	0,016	0,009	»	»
	Оливиновый габбро-норит	» (2)	0,086	0,032	0,018	»	0,029
Бассейн р. Правой Мамы	Серпентинит	Серпентин (3)	0,106	0,013	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	Серпентинизированный оливинит	Оливин (1)	0,230	0,028	»	»	»

Таблица 25

Изобарные потенциалы образования ортосиликатов

Соединение	$-\Delta Z_T$, ккал/моль					
	300°	500°	700°	900°	1100°	1300°
Mg_2SiO_4	479,8	468,8	441,9	423,0	404,0	385,1
Fe_2SiO_4	315,8	297,2	278,6	260,0	241,4	222,8
Ni_2SiO_4	302,4	284,0	265,6	247,2	228,8	210,4
Co_2SiO_4	304,8	287,4	270,0	252,6	235,2	217,8

Примечание. Для Mg_2SiO_4 и Fe_2SiO_4 данные взяты из работы Ф. А. Летникова (1965), а для Ni_2SiO_4 и Co_2SiO_4 рассчитаны на основании работы Б. Г. Лебедева и В. А. Левицкого (1962).

Наши данные по содержанию в породах различных формаций никеля, кобальта, хрома и ванадия мы попытались нанести на диаграммы распределения «никель —кобальт», «хром—кобальт» и «хром—ванадий», как это было выполнено Б. Г. Лутцем (1975) для мантийных пород, гипербазитов, эклогитов, толеитов и базальтов. Как и следовало ожидать, в диаграммах «никель — кобальт» и «хром — кобальт» (рис. 34) распределение данных элементов в породах гипербазитовой формации оказывается аналогичным мантийным породам, и гипербазиты с хондритами образуют единое поле. Диаграмма «хром — ванадий» мало чем отличается от предыдущей, однако поле изученных нами гипербазитов в этой диаграмме оказалось несколько сдвинутым влево, а породы габбро-перидотитовой формации захватывают поле мантийных пород, включают поле кимберлитов и частично занимают небольшую часть толеитов. Породы же габбро-анортозитовой формации занимают в основном поле толеитов и оливиновых базальтов. Причем две последние формации довольно четко показывают степень их дифференциации.

Таким образом, на представленных диаграммах исследованные гипербазиты совершенно определенно попадают в поле мантийных пород; породы габбро-анортозитовой формации располагаются в поле толеитов и щелочных оливиновых базальтов. Породы же габбро-перидотитовой формации занимают промежуточное положение между ними и ложатся в поле мантийных пород и эклогитов, что позволяет относить последние к особому формационному типу.

Следует также отметить, что поскольку хром, никель и кобальт являются тугоплавкими элементами, то присутствие их может служить своеобразным репером, указывающим на условия выплавления магматического расплава. Так, значительные количества хрома (частично никеля и кобальта) в троктолитах из массивов габбро-перидотитовой формации (Маринкин, Довыренский), где кристаллы хромшпинелидов встречаются не только совместно с оливином, но нередко ассоциируют и с плагиоклазом, указывают на высокие стабильные условия кристаллизации этих пород, что подтверждается и степенью упорядоченности в них плагиоклазов.

Помимо установленных выше коррелятивных связей между петрогенными окислами, для подобных пород устанавливаются также положительные или отрицательные коррелятивные связи между отдельными рудообразующими окислами. Так, для пород габбро-перидотито-

Таблица 26

Изобарные потенциалы образования серпентинов

Соединение	ΔZ_T, ккал/моль	
	300°	500°
$Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$	934	882,8
$Fe_6Si_4O_{10}(OH)_8$	796,8	745,5
$Ni_6Si_4O_{10}(OH)_8$	783,8	732,6

Примечание. Данные для $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ взяты у В. И. Бабушкина и др. (1965), остальные рассчитаны Ф. А. Летниковым (1965).

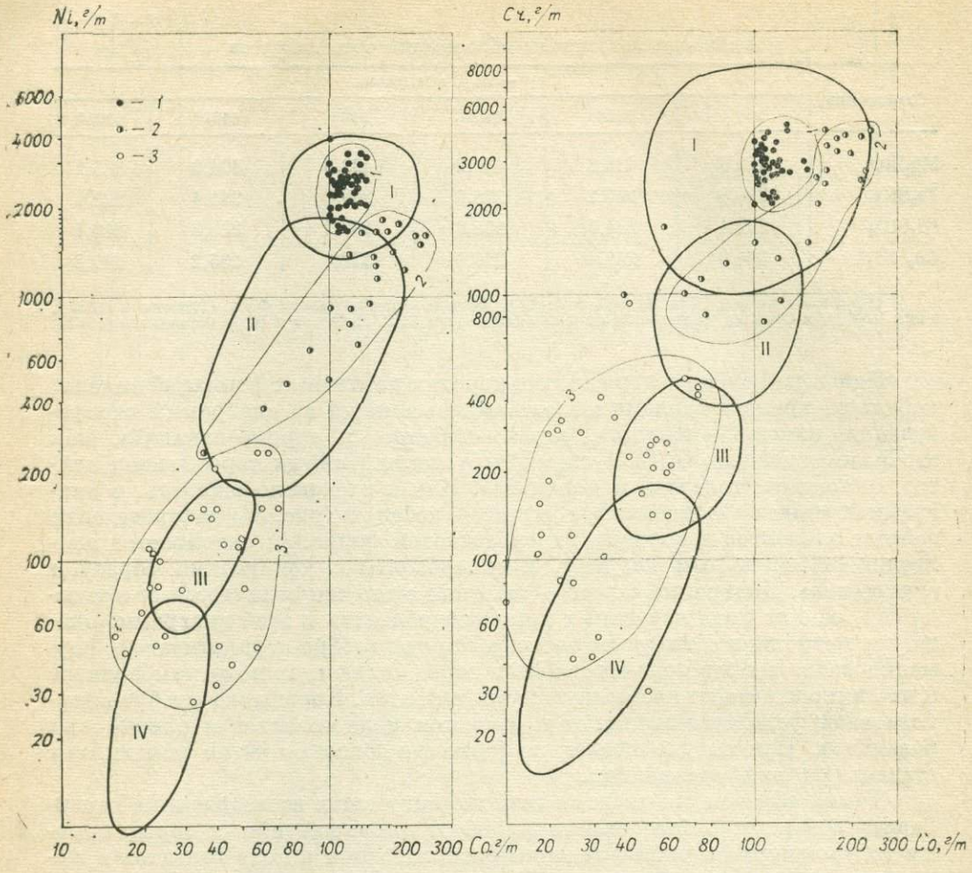
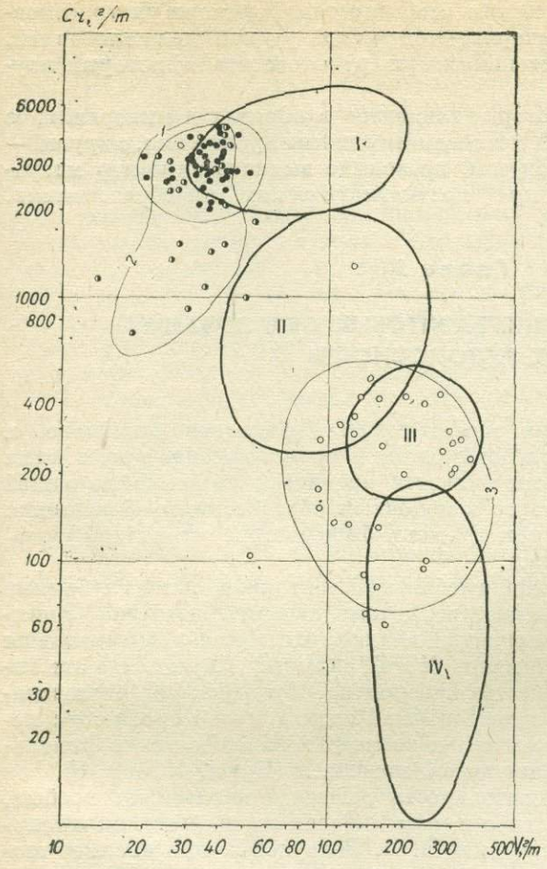


Рис. 34. Отношения Ni : Co, Cr : Co, Cr : V в породах базит-гипербазитовых формаций Байкальской горной области.
Поля по формациям: *1* — гипербазитовая формация; *2* — габбро-перидотитовая; *3* — габбро-анортозитовая.
Поля по Лутцу Б. Г. (1975): I — мантийных пород; II — кимберлитов; III — толеитов; IV — щелочных оливиновых базальтов.

вой формации устанавливается четко выраженная положительная корреляционная связь для пары NiO—CoO с высоким коэффициентом корреляции (0,81). В породах же габбро-анортозитовой формации такой же коэффициент корреляции наблюдается для пары V_2O_5—TiO_2 (табл. 27).

Такие пары рудообразующих окислов, как NiO—V_2O_5, NiO—TiO_2, Cr_2O_3—V_2O_5 и Cr_2O_3—TiO_2, обнаруживают отрицательные коррелятивные связи между собой как в габброидах габбро-анортозитовой, так и габбро-перидотитовой формаций, что несомненно указывает на совершенно различное поведение приведенных элементов. По-видимому, эти пары не могут давать положительные коррелятивные связи в магматических породах, поскольку они обладают различной степенью тугоплавкости.

Кластер-анализ петрогенных и рудообразующих окислов (проведенный по той же методике, что и для петрогенных окислов) Шаманского и Довыренского массивов практически полностью совпадает с дендрограммой, построенной по петрогенным окислам для Парамского и Довыренского массивов. В дендрограмме Шаманского и Довыренского массивов ультраосновные породы, за небольшим исключением, также довольно четко разделялись на самостоятельные группы.



Кластер-анализ петрогенных и рудообразующих окислов также выполнен для габброидов Витимконского, Довыренского и Маринкина массивов, траппов Сибирской платформы и базальтов Витимского плоскогорья для сопоставления основных пород, близких по вещественному составу, но различающихся глубинностью формирования (анализы траппов и базальтов любезно представили сотрудники ИЗК СО АН СССР Г. Д. Феоктистов и А. И. Киселев). При этом выявлено, что все эти породы довольно четко разделяются на самостоятельные группировки, которые относятся к тому или иному формационному типу.

Таким образом, сравнительный геохимический анализ глубинных пород Байкальской горной области полностью подтвердил возможность выделения указанных выше самостоятельных базит-гипербазитовых формаций. Следует особо подчеркнуть, что ультраосновные породы (дуниты и перидотиты) гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций, являющиеся образованиями гетерогенными, характеризуются только им присущими геохимическими особенностями.

Таблица 27

Коэффициенты корреляции в габброидах Довыренского и Витимконского массивов

Коррелируемые окислы	Массив	
	Довыренский	Витимконский
NiO—CoO	+0,81	+0,22
NiO—Cr_2O_3	—0,17	+0,41
NiO—V_2O_5	—0,65	—0,11
NiO—TiO_2	—0,28	—0,30
CoO—Cr_2O_3	—0,38	+0,46
CoO—V_2O_5	—0,53	+0,52
CoO—TiO_2	—0,09	+0,18
Cr_2O_3—V_2O_5	—0,28	—0,28
Cr_2O_3—TiO_2	—0,52	—0,51
V_2O_5—TiO_2	+0,64	+0,81
	$r_{табл}$=0,53	$r_{табл}$=0,40

Выделенные по геохимическим особенностям формации ультраосновных и основных пород характеризуются четкой рудной специализацией, что позволяет определять потенциальную рудоносность некоторых изученных массивов.

Изучение поведения некоторых элементов в породах и минералах, с одной стороны, не затронутых постмагматическими процессами, с другой — испытавших наложенные процессы, позволило выявить характер миграции отдельных элементов при постмагматических преобразованиях.

Глава 5

ГЕНЕЗИС БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Проблема происхождения магматических расплавов основного и ультраосновного составов, а следовательно, и происхождение руд, с ними связанных, в настоящее время является предметом чрезвычайно живой дискуссии. Повышенный интерес к подобным образованиям объясняется тем, что такие образования, как правило, бывают продуктами дифференциации мантийного субстрата.

Сторонники гипотезы новой глобальной тектоники плит глубинные гипербазиты и габброиды считают реликтами океанического дна (Книпер, 1975). Не вдаваясь в критический анализ этой гипотезы, мы сошлемся на высказывания Ю. М. Шейнманна (1974), который считает, что эта гипотеза с позиций состава вещества невероятна. Французский исследователь Ж. Брюн, указывая на односторонний подход к этой проблеме с позиций мобилизма, писал, что «ошибка, возможно, заключается в использовании только срединно-океанической модели...» (Брюн, 1973, с. 8).

На наш взгляд, последовательность развития магматизма вообще, а базит-гипербазитового в частности (офиолитовая стадия геосинклинального процесса), наиболее четко дана В. В. Белоусовым при анализе геосинклинальных процессов в эндогенных режимах материков (Белоусов, 1962, 1975). Хотя, как отметил Ю. М. Шейнманн (1976), некоторые особенности геосинклинального процесса далеко не всегда укладываются в жесткие рамки этого процесса, например, смена характера осадков или отсутствие в отдельных случаях той или иной интрузивной деятельности, но геосинклиналь как структура всегда развивается в пределах той области, где существуют зоны завершенной складчатости.

А. В. Пейве на примере изучения ядерной части Срединно-Атлантического хребта показал, что «...геосинклинальный процесс ныне рассматривается как процесс становления и развития земной коры вообще». И далее этот исследователь приходит к выводу, что «...нельзя согласиться с высказыванием некоторых ученых о необходимости полного отказа от геосинклинальной теории и замены ее, на мой взгляд, более узкой теорией новой глобальной тектоники плит...» (Пейве, 1976, с. 26). Есть основание полагать, что именно такая трактовка теории плит поможет разрешить те главные противоречия, которые связаны с разнообразием вещественного состава тел гипербазитов и габброидов, с характером их внедрения, а также степенью дифференциации.

Основываясь на всестороннем анализе имеющихся в настоящее время геологических наблюдений и изучении вещественного состава некоторых массивов базитов и гипербазитов, а также теоретических рассуждениях и достижениях экспериментальных исследований, группа петрологов (Пинус и др., 1973) подтверждает вывод многочисленных предшественников, считающих, что альпинотипные гипербазиты являются продуктами магматизма геосинклинальных этапов, и их появление неразрывно связано

с зонами глубинных разломов. При этом эти исследователи считают, что в условиях интенсивной дегазации вещества верхней мантии из пиролитового субстрата происходит выплавление легко- и тугоплавкой фракций. Последняя, как справедливо полагают Г. В. Пинус с соавторами, отвечает веществу альпинотипных гипербазитов, а «...легкоплавкая часть изливается на дне геосинклинального морского бассейна» (Пинус и др., 1973, с. 249).

Такое заключение вполне обоснованно, но на наш взгляд, как уже указывалось выше, принципиальное возражение вызывает выдвинутый этими авторами тезис, что дуниты гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой в том числе габбро-перидотитовой формаций суть одно и то же. На основании многочисленных наблюдений автора, также опираясь на обширную отечественную и зарубежную литературу по этой проблеме, мы считаем, что объединение таких пород в один формационный ряд совершенно не обоснованно (Грудинин и др., 1977). Правомерность выделения самостоятельной габбро-перидотитовой формации (стратиформных расслоенных интрузий) была обоснована многими выдающимися петрологами, в том числе Р. Дэли, Н. Боуэном, Уэйджером, А. А. Полкановым, А. Н. Елисеевым, А. Н. Виноградовым и многими другими. На основе геологического положения, петрологии, вещественного состава и теоретической модели строения расслоенных плутонов Н. П. Михайлов и др. (1976) приводят приемлемую схему формирования подобных интрузивов в структурах земной коры.

Учитывая геолого-структурное положение и вещественный состав изученных ассоциаций, автор настоящей работы приходит к выводу, что выделенные формации глубинных базит-гипербазитовых пород связаны с определенными тектоно-магматическими циклами и отражают ту или иную стадию геосинклинального процесса. Правда, в отдельные этапы некоторые формации не проявлены. Это не является исключением для геосинклинального процесса, на что указывал в свое время Ю. М. Шейнманн (1976).

В свете изложенного возникает ряд очень важных проблем: возможность зарождения внутримантийных магматических расплавов и связь их с тектоническими процессами; характер мантийной и коровой дифференциации; влияние вмещающей среды; возможная эволюция химизма и характер рудоносности, связанный с теми или иными базит-гипербазитовыми образованиями.

УСЛОВИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ ОСНОВНЫХ — УЛЬТРАОСНОВНЫХ РАСПЛАВОВ И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

Если сам факт зарождения основных магм практически ни у кого не вызывает каких-либо возражений, то существование некоторых ультраосновных расплавов нередко ставится под сомнение.

В многочисленных работах последних лет на основе геофизических, петрологических и экспериментальных исследований всесторонне и критически рассматривается проблема, касающаяся возможности существования ультраосновных расплавов, и если таковые возникают, то встает вопрос: из какого первичного вещества и на каких глубинах они выплавляются? Все это довольно широко рассматривается в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях. В одной из последних работ Ю. Р. Васильев и А. К. Симон (1976, с. 108), давая анализ имеющейся литературы по этой проблеме, пришли к выводу, что «...гипербазиты отражают состояние верхней мантии, прошедшей стадию дифференциации, т. е. стадию глубокого преобразования, возможно, переплавления изначального хондритового материала...» Правомерность подобного вывода о переплавлении всей мантии весьма сомнительна, тем не менее наличие ультраосновных лав, обнаруженных в разных складчатых регионах земного шара,

таких, как Южная Африка, Канада, Индия, Скандинавия, Турция, которые формируют разрезы офиолитовых поясов, свидетельствует о существовании ультраосновных расплавов в отдельных участках мантии (Харрис и др., 1972; Mclver, 1975; Bickle et. al., 1975; Чайка, 1976).

Некоторые авторы приводят весьма интересную петрологическую модель, связанную с возникновением ультраосновных и основных расплавов. Эта модель сводится к плавлению «...мантийного вещества под воздействием восходящего потока флюидов с последующей жидкостной дифференциацией (флюидной ликвацией) на гипербазитовую и базальтовую магмы в динамических условиях подъема расплавов вдоль глубоко проникающих рифтовых зон» (Маракушев и др., 1977, с. 6).

В настоящее время на уровне современных исследований проблема существования ультраосновных расплавов, которые бы сформировали гипербазитовые массивы, весьма актуальна. Эту проблему кратко можно сформулировать следующим образом: либо ультраосновные расплавы генерируются в мантии и из них формируются тела альпинотипных гипербазитов; либо это фрагменты океанической коры, как полагают крайние сторонники гипотезы новой глобальной тектоники.

Главное препятствие для плавления мантийного субстрата — недостаточное количество тепла на поверхности мантии, как считают геофизики (Деменицкая, 1975). По этим предположениям поверхность мантии имеет температуру 300—400°С при давлении 8—10 кбар, что указывает на кристаллическое состояние ее. Тем не менее Р. М. Деменицкая отмечает, что отдельные районы мантии или даже коры имеют очаги расплава, связанные с местной неоднородностью, возможно, с местной повышенной радиоактивностью. А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук, занимающиеся вопросами физико-химического равновесия, считают возможным допустить довольно умеренные температуры кристаллизации дунита (900—1200°С) в процессе «генерации ультраосновных магм». При этом большую роль они придают флюидам (Маракушев, Перчук, 1974; Маракушев, 1975). Роль флюидов при процессах глубинного минералообразования довольно убедительно показана в работе Ю. С. Геншафта (1977). По данным гомогенизации, форстерит из меймечитов и перидотит-пикритов кристаллизуется при 1450±30°С (Соболев, 1975). Все это свидетельствует, что температура возникновения ультраосновных расплавов довольно высокая, и процессы ультраосновного магмообразования чрезвычайно сложны.

По-видимому, следует согласиться с геофизиками, которые считают, что обычно мантия находится в твердом состоянии. К такому же выводу приходят Г. С. Йодер и К. Э. Тилли (1965), считающие, что область возникновения магм «кристаллична». Труднее представить, что вся мантия прошла стадию «глубокого преобразования, возможно, переплавления», как полагают некоторые исследователи (Васильев, Симон, 1976). Скорей всего процессы переплавления мантийного вещества имеют весьма локальный характер. Как отмечено многочисленными исследователями, в том числе работами автора, ультраосновные породы, образующие самостоятельные альпинотипные гипербазитовые пояса, строго приурочены к определенным участкам земной коры. Причем в площадном отношении гипербазиты распространены здесь весьма ограничено. Такие участки представлены серией глубинных разломов, возникновение которых сопровождалось образованием троговых структур. При образовании этих структур менялся обычный термодинамический режим, связанный с повышением температуры и изменением давления. Первоначальное повышение температуры могло происходить из-за нарушения механической сплошности кристаллического субстрата мантии, связанного с частичным трением раздробленных пластин. Природа возникновения «механического тепла», связанного с глубинными разломами, теоретически рассчитана Е. И. Паталахой и А. В. Авдеевым (1975). В дальнейшем по мере растяжения (при фор-

мировании трога) происходил некоторый сброс давления. Плавление мантии в результате снятия напряжения детально рассмотрено Н. Растом (Раст, 1972). Снятие давления несомненно благоприятствовало обособлению флюидной фазы в виде различных газовых составляющих. Некоторые исследователи придают газовым и водородным «струям» (Пинус и др., 1973; Велинский, 1976) главенствующее значение при образовании ультраосновных расплавов в мантии. Возникновение флюидной фазы способствовало значительному понижению температуры солидуса мантийного пиролитового субстрата. При этом расплавление мантии носило не региональный, как считают многие исследователи, а локальный характер, т. е. очаги базит-гипербазитового магмообразования возникали не повсеместно вдоль эвгеосинклинального трога, а только в тех благоприятных для этого процесса участках, где наиболее интенсивно происходил сброс давления, повышалась температура и накапливалась флюидная фаза. Все это способствовало образованию мантийного расплава. В связи с этим легко объясняется ничтожно малое площадное (в десятых долях процента всех изверженных пород) распространение альпинотипных гипербазитов на земной поверхности. Да и горизонты ультраосновных лав и пирокластов среди обычных базальтовых серий имеют также весьма незначительную мощность (Mclver, 1975). Эти горизонты довольно существенно различаются по содержанию в породе кремнезема, магния и железа. Так, содержание окиси магния в «темных горизонтах» достигает 17,58%, а кремнезема — 43,51%, а в «светлых горизонтах» соответственно 9,40 и 59,40%; количество щелочей редко достигает десятых долей процента. При пересчете на нормативный состав темные прослои в базальтах показывают всего 5—7% полевошпатовой составляющей, но более 60% количества оливина (Mclver, 1975). В перидотитовых коматиитах из зеленокаменного пояса Родезии количество MgO колеблется в пределах 23,29—29,57%, Na_2O—0,26—11%, K_2O — 0,04—0,58% (Bickle et. al., 1975). В составе коматиитовых лав Тамтека из Северной Африки, изученных В. М. Чайкой (1976), количество MgO достигает 34,3% ($Na_2O + K_2O$) — 0,09%, а Cr_2O_3—0,4%.

Подобно протрузивным образованиям альпинотипных гипербазитов, весьма ограничено распространены стратиформные расслоенные интрузии. Их появление связано с конечным магматизмом геосинклиналей или, возможно, как считают некоторые исследователи, с процессами тектоно-магматической активизации складчатых областей. Они, как правило, находятся так же, как и гипербазитовые тела в зонах глубинных разломов. По-видимому, различие геолого-структурного положения тел гипербазитов и габброидов, с одной стороны, и расслоенных интрузий — с другой, предопределило и характер их появления в земной коре. Возможно, именно возникновение ультраосновных — основных расплавов либо в раннегеосинклинальных, либо в посторогенных условиях порождает у исследователей (Bickle et. al., 1976) некоторые расхождения в оценке состава первичного пиролита. К тому же однообразный состав пиролита может характеризовать (В. С. Соболев, С. В. Соболев, 1977) только ранние этапы становления земли. Нам представляется, что в эвгеосинклинальную стадию развития земной коры происходила глубокая дифференциация вещества главным образом в пределах мантии, а для посторогенного периода свойственны процессы гравитационно-кинетического фракционирования в коровых условиях.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ТИПЫ МАГМ

На основании рассмотренных выше факторов предполагается, что при благоприятных термодинамических условиях и при воздействии флюидной фазы из пиролитового вещества в определенных участках мантии возникали внутримантийные расплавы. Из этих расплавов выделился тугоплавкий ультраосновной кумулят (первичный гипербазит) и более кислый

основной жидкий дифференциат. По мере выделения более легкоплавкого дифференциата происходило последующее его перемещение в геосинклинальный бассейн, где он накапливался вместе с кремнисто-карбонатными осадочными образованиями в виде различных потоков и покровов, образующих мощные толщи раннегеосинклинальных основных вулканитов. Тугоплавкая же часть ультраосновного кумулята с небольшим количеством межзерновой жидкости, по-видимому, еще в пределах мантии под действием сил гравитации разделилась на дунитовую и гарцбургитовую составляющие, чем и может быть объяснено наличие полосчатых текстур в гипербазитовых массивах. При этом не исключено, что таким же путем могли обособляться и хромитовые залежи.

Если на ранних этапах геосинклинального развития земной коры раскисленный основной дифференциат поступал в земную кору в виде различных основных вулканитов, то по мере формирования геосинклинального бассейна в последний начали поступать и интрузивные массы основного состава, где происходила их окончательная дифференциация. В пору растяжения, характерного для начального этапа заложения геосинклиналей, при уменьшении давления в ультраосновных дифференциатах происходило увеличение собственно оливиновой фазы (O'Hara, 1968). Такая оливиновая фаза, как считает Б. Джеймиссон (1972), вначале будет относительно быстро подниматься, на первых порах, как мы полагаем, возможно даже вместе с основным расплавом. Причем не исключено, что такой тугоплавкий ультраосновной кумулят в силу более высокого удельного веса мог оседать в легкоплавком основном расплаве, дальнейшее же его продвижение могло осуществляться за счет поздних тектонических напряжений.

Внедрение таких твердых масс происходило чаще всего в виде прогрузий по зонам глубинных разломов, где крупные гипербазитовые тела могли распадаться (в результате тектонических напряжений) на ряд пластин и блоков, в связи с чем некоторые из них имеют довольно однообразный состав, а крупные массивы, как правило, сопровождаются серией мелких линз, ориентированных вдоль складчатых структур.

Собственно геосинклинальный этап развития обычно характеризуется относительно спокойной тектонической обстановкой, поэтому можно полагать, что поступивший основной расплав подвергался значительной расслоенности в коровых магматических камерах. Для этого расплава характерны процессы контактового термального воздействия на вмещающие породы.

Следовательно, при формировании базит-гипербазитовых интрузий (гипербазитовой и габбро-анортозитовой формаций) имели место процессы дифференциации возникающего мантийного магматического расплава с последующей коровой дифференциацией. Вместе с тем относительно кислый дифференциат мантийного пиролита, давший породы габбро-анортозитовой формации, характеризуется очень низкими отношениями Sr^{87}/Sr^{86}, что указывает на слабое взаимодействие этих пород с земной корой в процессе их дифференциации. Таким образом, становление пород как гипербазитовой, так и габбро-анортозитовой формации происходило в собственно геосинклинальный этап развития.

Известно, что для установления источника магмы используется отношение Sr^{87}/Sr^{86} (Фор, Пауэлл, 1974). Это отношение в каменных метеоритах равно 0,699, а в океанических базальтах — 0,704. В последние годы изотопный состав стронция определялся в разных породах для различных петрологических построений (Pushka, Stoeser, 1975; Whitford, 1975; Mc Nutts et. al., 1975; Pankhurst et. al., 1976). Отношение изотопного стронция может меняться, как отмечает С. Р. Харт (1972), в зависимости от положения магматического источника в горизонтальном и вертикальном положении. Отсюда наблюдается и колебание отношений Sr^{87}/Sr^{86} в молодых океанических базальтах (0,702—0,705).

Таблица 28

Отношение Sr^{87}/Sr^{86} в породах и минералах базит-гипербазитовых формаций Байкальской горной области

№ обр.	Порода или минерал	Формация	Sr^{87}/Sr^{86}
296	Лерцолит	Гипербазитовая	0,7024±0,007
734	Плагиоклаз из габбро	Габбро-анортозитовая	0,7026±0,007
В-71	» » »	»	0,7041±0,0007
К-81-2	Габбро	»	0,7034±0,0007
201	Плагиоклаз из габбро	»	0,7027±0,0007
469	Троктолит	Габбро-перидотитовая	0,7062±0,0007
473	Плагиоклаз из плагиодунита	»	0,7134±0,0007

Примечание. Анализы выполнены в ИЗК СО АН СССР, аналитики В. С. Лепин, Т. В. Егорова, М. Н. Масловская.

Высокие цифры отношений Sr^{87}/Sr^{86} (0,707—0,715) приведены Х. К. Брюкнером (Brueckner, 1977) для пироксенов из эклогитов эклогитовой фации метаморфизма, а для мантийных эклогитов, не подвергшихся контаминации, эти отношения минимальные (0,703—0,705 и даже 0,701—0,703).

В связи с этим нам представлялось интересным определить изотопные отношения стронция в некоторых базит-гипербазитовых образованиях изучаемого региона, так как это дает дополнительную информацию о глубинах формирования данных пород, об их взаимодействии с вмещающими образованиями. Наиболее низкими отношениями характеризуются лерцолиты гипербазитовой формации. Почти такие же отношения имеют габбро и плагиоклазы из габброидов габбро-анортозитовой формации, относящиеся как к байкальскому, так и каледонскому тектоно-магматическим циклам. Причем эти отношения нигде не превышают максимальной величины, определенной для молодых океанических базальтов (табл. 28).

Определение отношений Sr^{87}/Sr^{86} в породах габбро-перидотитовой формации показывает более высокие цифры, вплоть до 0,713. Такие отношения можно объяснить, как отмечает С. Р. Харт (1972), определенным положением данной серии расслоенных интрузий в земной коре. По-видимому, в условиях субплатформенного режима становления подобных интрузивов имели место процессы взаимодействия расплава с вмещающими породами, обогащенными радиогенным стронцием.

Следовательно, на основании этих данных можно заключить, что породы гипербазитовой и габбро-анортозитовой формаций, являющиеся раннегеосинклинальными образованиями и обладающие низкими отношениями Sr^{87}/Sr^{86}, представлены типично мантийными производными, где заражения радиогенным стронцием не происходило. Магматические же расплавы, породившие породы габбро-перидотитовой формации, которые обладают более высокими отношениями Sr^{87}/Sr^{86}, по-видимому, имели взаимодействие с породами коры и обогащались радиогенным стронцием.

Не исключено также, что изменение изотопного состава стронция может зависеть, как отмечается исследователями (Grant et. al., 1976), от последовательности внедрения лав различного состава. Известно также, что контаминация материнских пород радиоактивным стронцием наблюдается в базальтах Исландии (O'Nions, Pankhurst, 1976).

Вместе с тем следует отметить, что ограниченное количество исходных данных по изученным нами породам заставляет к подобным выводам относиться крайне осторожно, тем более, что изменение изотопного состава

может меняться как от последовательности внедрения лав различного состава, так и от положения интрузива в земной коре.

Как уже указывалось выше, возникновение стратиформных расслоенных плутонов, представителями которых в районе исследований являются массивы, образующие породы габбро-перидотитовой формации, происходило в постконсолидационную стадию, когда складчатые регионы ведут себя как консолидированные структуры. Для таких областей характерен базальтовый симатический вулканизм. В стадию «выросшей» земной коры процессы глубинной мантийной дифференциации, по-видимому, имели ограниченное распространение. В этом случае, помимо вулканических излияний, ультраосновные — основные расплавы по глубинным разломам поступали в коровые магматические камеры в виде интрузивных масс. В камерах путем кристаллизационной дифференциации осуществлялось обособление расслоенных серий и кристаллизация мантийного вещества происходила на месте настоящего их залегания *in situ*. Об этом свидетельствуют рвущие контакты и зоны закалки в экзоконтактовых частях вмещающих пород. По-видимому, именно в таких условиях происходит процесс конвективного смещения основного плагиоклаза и оливина, изученный рядом авторов (Dymek et. al., 1975).

В этом случае возникновение ритмической расслоенности, связанной с процессами гравитации кристаллов, наблюдается наиболее четко. Порой отмечаются довольно сложные полосчатые текстуры, обратная асимметрия, срезание слоев и т. д. Все это, на наш взгляд, объясняется тем обстоятельством, что к моменту возникновения внутримантийных расплавов, которые сформировали породы габбро-перидотитовой формации, произошло изменение геотектонического режима. Если для начального геосинклинального этапа были условия максимального растяжения, где образовались эвгеосинклинальные троги, то в постгеосинклинальный этап растяжение сменилось на сжатие. В связи с этим образующиеся, расплавы выжимались по зонам разломов недифференцированными, или мантийная дифференциация осуществлялась в очень ограниченных масштабах в виде обособлений чрезвычайно мелких ультраосновных тел, сопровождающих расслоенные плутоны. По мере продвижения главной порции расплава для формирования расслоенных серий пород происходило его частичное разделение, часть же такого недифференцированного расплава поступала в виде мелких тел ультраосновных пород и силлов габбро-диабазов, сопровождающих главные тела массивов.

Изученные выше базит-гипербазитовые образования региона показывают, что большинство из них составляют породы ультраосновного и основного ряда без существенных отклонений в сторону щелочных ассоциаций. В связи с этим следует обратить внимание на исследования Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), которые отметили, что никакая родоначальная магма не может дать одновременно магмы толеитовой и щелочной ветви.

Из вышеизложенного фактического материала следует, что для формирования пород названных выше формаций существовало, по крайней мере, три типа глубинных расплавов, генерация которых осуществлялась из мантийного субстрата.

Из ультраосновного кумулята в начальные стадии геосинклинального режима образовались породы альпинотипной гипербазитовой формации. Относительно раскисленный остаточный основной расплав дал породы габбро-анортозитовой формации, средний состав которых соответствует высокоглиноземистому базальту. Средний состав посторогенных пород габбро-перидотитовой формации близок к некоторым коматиитовым лавам Родезии (Bickle et. al., 1975) и соответствует оливиновым толеитам (табл. 29).

Подсчеты средних содержаний главных породообразующих окислов (см. табл. 29) по гипербазитовой (I) и габбро-анортозитовой (II) форма-

Таблица 29

Средний химический состав по формациям Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса с условным пересчетом на пиролит по А. Э. Рингвуду (1972)

Окисел	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	40,41	48,80	42,80	45,16	46,55	48,74	48,8	47,7
MgO	46,33	4,27	35,90	37,49	17,92	15,32	32,0	24,5
FeO	4,77	5,40	4,80	8,04	6,56	9,63	6,0	6,8
Fe_2O_3	2,72	3,44	3,15	0,46	2,19	2,16	1,6	2,3
Al_2O_3	0,90	18,90	5,40	3,54	12,90	9,84	3,2	7,85
CaO	0,77	12,20	3,55	3,08	9,78	11,15	7,6	9,2
Na_2O	0,09	2,76	0,75	0,57	1,22	2,26	0,35	0,95
K_2O	0,05	0,37	0,11	0,13	0,26	0,03	0,06	0,05
TiO_2	0,03	1,58	0,38	0,71	0,61	0,02	0,25	0,5
MnO	0,10	0,14	0,11	0,14	0,16	0,25	0,14	0,15
H_2O	3,14	1,74	2,79	—	1,32	4,30	—	—

Примечание. I — средний состав гипербазитовой формации (32 анализа дунитов и 16 перидотитов); II — средний состав габбро-анортозитовой формации (8 ан. плагиодунитов, 40 мезократовых габбро, 10 габбро-анортозитов и анортозитов, (средний расчет производился из соотношений 1 : 30 : 20); III — средний состав гипербазитовой и габбро-анортозитовой формаций из расчета соотношений 3 : 1; IV — состав пиролита по А. Э. Рингвуду (1972); V — средний состав габбро-перидотитовой формации (среднее по 22 ан. дунитов, 23 перидотитов и 35 габбро из расчета дунитов и перидотитов к габбро 1 : 5); VI — близкий по составу к среднему габбро-перидотиту анализ перидотитового коматиита NG—130, взятый из работы М. Бикле (Bickle et. al., 1975); VII—VIII — рассчитанный состав верхней мантии (Кутолин, 1977); VII — континентальная и VIII — океаническая мантия.

циям, исходя из площадей распространения главных разновидностей пород исследованного района, показывают цифры (III), близкие к пиролиту (IV) по А. Э. Рингвуду (1972).

Причины различия в средних составах, с одной стороны, пород гипербазитовой и габбро-анортозитовой, с другой — габбро-перидотитовой формаций, (V) следует, по-видимому, искать не только в некоторой неоднородности мантии, но и в разных глубинах зарождения магматических расплавов. При относительно маломощной коре, в раннегеосинклинальную стадию, такие расплавы возникали на больших глубинах по отношению к поверхности Мохо, и следовательно, отличались и большей магнезиальностью, а в посторогенную стадию, уже при более мощной земной коре, формирование подобных расплавов происходило в более высоких горизонтах мантии и отличалось несколько повышенной железистостью.

ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Все многообразие пород, связанных с базит-гипербазитовыми ассоциациями, трудно объяснить только гетерогенностью мантии, или процессами магматической или кристаллизационной дифференциации. Большинство из них, как указывалось выше, связано с интенсивным воздействием различных постмагматических процессов, происходящих чаще всего в месте настоящего их залегания, т. е. в пределах земной коры. Причем в одних случаях эти процессы имели локальный характер, ограничиваясь постмагматическими изменениями, связанными с влиянием не столько вмещающей среды, сколько с возникновением более поздних глубинных разломов. В других случаях они заходили настолько глубоко, что полностью изменяли первоначальный минеральный и химический состав первичных пород.

Наиболее интенсивному влиянию вмещающей среды подвержены базит-гипербазитовые образования раннегеосинклинального магматизма

(гипербазитовая и габбро-анортозитовая формации), особенно в тех случаях, когда они прорывались более поздними кислыми гранитоидными интрузиями.

Допуская некоторое разнообразие гипербазитов за счет глубинной дифференциации, а возможно, и некоторой неоднородности мантии, следует отметить, что большая часть изменений в минеральном и химическом составе этих пород связана с процессами их серпентинизации. Не случайно, что мелкие линзы гипербазитов, как правило, полностью серпентинизированные, отличаются по составу от крупных тел. В серпентинитах из мелких тел больше содержится кремнезема, происходит перераспределение железа. а также перекристаллизация первичных минералов. Нередко в серпентинитах отмечаются совершенно чуждые им элементы, такие как свинец, цинк, ртуть, вольфрам, присутствие которых может быть связано с более поздними процессами серпентинизации.

Еще интенсивнее преобразованы раннегеосинклинальные габброиды в приконтактовых частях с прорывающими их гранитоидами. В связи с тем, что внедрение таких интрузий сопровождалось разогревом вмещающих пород, наблюдаются явления мигматизации, скарнирования и ороговикования. Внутренняя часть этих массивов также подвержена таким процессам, как амфиболизация, соссюритизация. Особенно интенсивное изменение габброидных масс происходит при внедрении в них более поздних гранитных интрузий. Здесь наиболее широко развиты процессы гранитизации габброидов, когда почти нацело исчезает первичный облик породы. В этих породах появляются несвойственные для них минералы, такие как гранат, циркон. Нередко габброиды в зонах гранитизации подвергаются значительным метасоматическим преобразованиям. В зонах интенсивного дробления, которые иногда сопровождаются жилами аплитов и плагиогранитов, образуются линзообразные обособления гигантозернистых габбро-пегматитов и горнблендитов.

В посторогенных габбро-перидотитовых интрузиях влияние вмещающей среды выражено значительно слабее. Оно проявлено в образовании маломощных зон слабого ороговикования экзоконтактовых зон, а также некоторой контаминации пород массива. Между тем, посторогенные расслоенные интрузии по сравнению с габброидными интрузивами собственно геосинклинального этапа, как указано выше, значительно больше заражены радиогенным стронцием. Это несомненно указывает на тот факт, что путь прохождения расплавов для образования расслоенных серий пород был значительно длинней в земной коре, а это и способствовало «загрязнению» расплава радиогенным стронцием.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РУДОНОСНОСТИ

Установление закономерностей, свойственных тому или иному этапу базит-гипербазитового магматизма, имеет важное практическое значение, так как с доорогенным магматизмом генетически связываются месторождения платины, платиноидов, хромитов, титаномагнетитовых руд, нерудного сырья, а с внедрением посторогенных расслоенных интрузий основного — ультраосновного состава — сульфидно-никелевые месторождения. Сам по себе магматизм вряд ли непосредственно может давать месторождения рудных полезных ископаемых, а скорее всего является своеобразным транспортером рудообразующих компонентов. То, что подавляющее большинство рудных компонентов первоначально находилось в рассеянном состоянии, в настоящее время считается установленным (Овчинников, 1976). Особенно это касается хрома, который уже в мантии мог образовывать отдельные минералы и находился, видимо, в форме хромшпинелидов, а возможно даже, на первых этапах крис-

таллизации оливина, при сильно восстановительных условиях, мог образовывать силикаты, аналогичные оливину, что доказано экспериментально (Цветков и др., 1964). Вполне допустимо, что большая часть хрома при уменьшении роли восстановленных флюидов, могла образовывать отдельные сегрегации хромшпинелидов, вплоть до хромитовых залежей, еще в мантии. Однако по мере интенсивного преобразования первичных дунитов и перидотитов (серпентинизация, амфиболизация, карбонатизация и т. п.) несомненно происходило перераспределение этого элемента, о чем свидетельствует изменение химизма и морфоструктурных особенностей хромшпинелидов в перекристаллизованных породах.

Не вдаваясь в детали этой сложной проблемы, требующей специальных исследований, мы очень кратко остановимся на некоторых вопросах, которые связаны с процессами рудообразования.

Еще Л. Г. Бетехтин (1937), рассматривая проблему хромитоносности некоторых гипербазитовых массивов, писал, что хотя промышленные скопления этого металла обладают всеми признаками магматического генезиса, но «сформировались они в более поздние моменты магматического процесса из остаточных рудоносных растворов» (Бетехтин, 1937, с. 148).

На последнем VIII Всесоюзном металлогеническом совещании Д. С. Штейнберг (1976) сообщил, что для «складчатых областей характерны метасоматические месторождения хромитов». Правда, на этом же совещании высказывались мысли о магматическом происхождении хромитовых руд (Кравченко, 1976).

По-видимому, при формировании хромитовых месторождений, связанных с гипербазитами, большое значение имели как первоначальное обогащение расплава этими элементами, так и более поздние наложенные процессы — серпентинизация и особенно оливинизация. Во всех изученных нами массивах отмечается в общем-то довольно высокое содержание Cr_2O_3, равномерно рассеянное в виде хромшпинелидов в породах. А в отдельных случаях, например, в наиболее крупном Шаманском массиве, в серпентинитах наблюдаются субпараллельные жилы хромшпинелидов совместно с магнетитом, а при оливинизации вокруг хромшпинелидов образуются магнетитовые «рубашки», полного же замещения хромшпинелидов магнетитом не наблюдается. Учитывая это обстоятельство, а также относительно небольшие размеры тел гипербазитов, вряд ли в подобных массивах исследованного района следует ожидать крупных хромитовых обособлений, имеющих практическую значимость.

Сведения о распространении и распределении платины и платиноидов для исследованного района почти отсутствуют, хотя давно известно, что именно вместе с породами основного и особенно ультраосновного составов встречаются месторождения этих чрезвычайно ценных благородных металлов. Проблема изучения платины и платиноидов связана с такими известными исследователями, как А. Г. Бетехтин, А. П. Заварицкий, А. П. Виноградов, М. Н. Годлевский. Кроме того, имеется ряд исследований, касающихся этой проблемы, по Уралу, Кольскому полуострову, Норильску, Западной Украине, Алдану (Горбунов, 1959; Генкин, 1959; Годлевский, 1968; Юшко-Захарова и др., 1970; Фомин, Каневский, 1974; Юшко-Захарова, 1975).

Учитывая, что платина и платиноиды концентрируются преимущественно в хромшпинелидах или в магнетитах (Юшко-Захарова, 1975), мы проанализировали несколько проб этих минералов, а также обогащенных ими серпентинитов из различных гипербазитовых массивов Байкальской складчатой области. При помощи этих анализов установлено, что во всех хромитовых, хромит-магнетитовых и магнетитовых фракциях из дунитов и серпентинитов наблюдается значительное преобладание палладия над платиной.

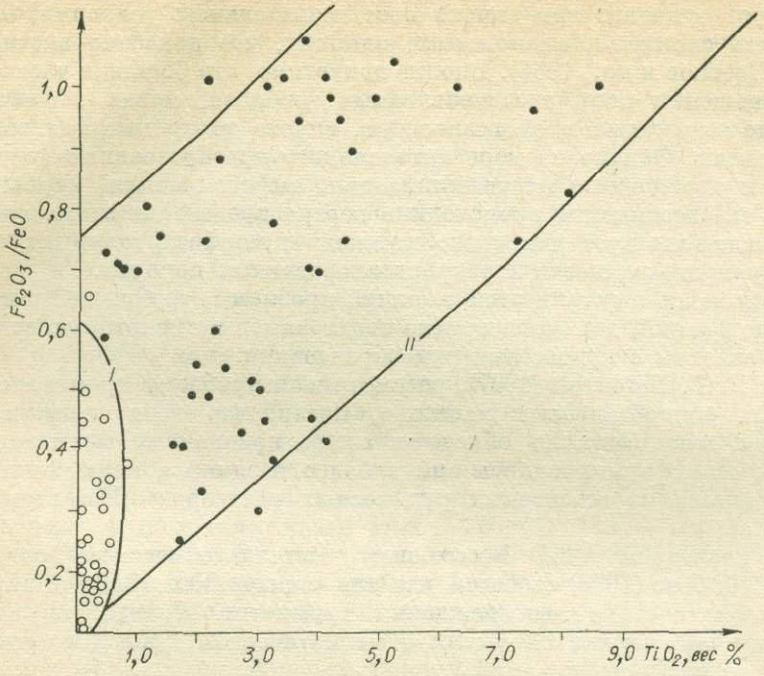


Рис. 35. Отношение коэффициента окисленности железа (Fe_2O_3 : : FeO) к окиси титана в породах габбро-перидотитовой (светлые кружки) и габбро-анортозитовой (черные кружки) формаций. Поля габброидов посторогенных (I) и доорогенных (II).

Отдельные содержания, особенно палладия, в рудной хромит-магнетитовой фракции Шаманского и Дархинтуйского массивов весьма высокие. Причем, по-видимому, действительно палладий концентрируется в магнетитовой фракции, а платина преимущественно в хромшпинелидах, так как в последних количество палладия значительно меньше, чем в магнетитах. Заслуживают внимания высокие содержания палладия и платины в обогащенной хромит-магнетитовой фракции из серпентинитов Дархинтуйского массива. Это обстоятельство, несмотря на минимальное количество анализируемых образцов, позволяет говорить о перспективности на поиски данной интрузии, а возможно, и во всей группе интрузий, входящих в так называемый (по Г. В. Пинусу) «джидинский пояс». Кроме того, во всех исследованных пробах обнаружены иридий (меньше $1 \cdot 10^{-4}$%) и рутений (меньше $1 \cdot 10^{-5}$%).

Генезис большинства титаномагнетитовых месторождений еще с времен Фогта объяснялся также с позиций магматической теории. Вместе с тем эта теория с момента ее появления не могла ответить на ряд противоречий. Для их устранения нередко прибегали к летучим компонентам. Сам факт появления сплошных титановых руд не только в виде пластовых залежей, но и в виде отдельных жилообразных обособлений указывает на формирование их в постмагматическую стадию.

На примере Витимконского массива установлено, что содержание TiO_2 увеличивается пропорционально увеличению коэффициента окисленности железа. Такой закономерности не наблюдается в Довыренском массиве (рис. 35). Следует также отметить, что сплошные руды или оруденелые габброиды титаномагнетитовых месторождений характеризуются, как правило, наиболее высокими содержаниями окисленного железа по сравнению с закисным (табл. 30). Эти факты не могут не указывать, что рудная титановая минерализация появляется уже в постмагматическую стадию.

Таблица 30

Содержания рудных компонентов в некоторых титаномагнетитовых месторождениях, вес. %

Массив и порода	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	Источник
Титаномагнетитовые руды Кусинского месторождения (в среднем)	14,21	48,2	27,6	Л. Ф. Борисенко, Л. И. Сердобова, 1965
Кизирский, окиснорудные минералы	7,82	56,60	21,0	О. А. Богатикова, 1966
Патынский комплекс, окиснорудные минералы	7,82	51,86	32,24	Она же
Витимконский, оруденелое габбро	8,40	18,56	16,93	М. И. Грудинин

Кроме того установлено, что титан в породах ультраосновного ряда входит в состав породообразующих минералов, а в габброидах он образует также рудные минералы совместно с окисным железом. Это хорошо было показано выше по диаграммам кластерного анализа. Следует отметить, что жилообразные обособления тектонитов в Витимконском массиве, происхождение которых связывается с эксплозионной деятельностью, несут повышенные содержания окиси титана и железа, что также указывает на обособление титаномагнетитовых руд в стадию отделения летучих из материнских магматических расплавов.

Помимо рудных полезных ископаемых, с гипербазитами Байкальской складчатой области связаны месторождения нерудного сырья, в частности, асбеста и нефрита, краткая характеристика которых дана выше, при рассмотрении постмагматических процессов, связанных с гипербазитами.

Рудоносность посторогенных расслоенных интрузий характеризуется сульфидно-никелевыми месторождениями (Монча, Печенга, Бушвельд, Стиллуотер и многие другие). Аналогичные месторождения, генетически связанные с Довыренским и Чайским габбро-перидотитовыми массивами, в свое время были довольно детально изучены и описаны рядом исследователей (Денисова, 1961; Шишкин, 1964, 1965; Касьянов, 1973). Сульфидно-никелевое оруденение в Довыренском и Чайском массивах представлено сингенетическим и эпигенетическим типами. К сингенетическому оруденению относится большая часть вкрапленного оруденения в плагиоперидотитах, а эпигенетическое представлено жилами массивных пирротиновых руд с пентландитом, халькопиритом, пиритом, магнетитом и другими рудными минералами.

В некоторых массивах данной формации встречается главным образом вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (Грудинин, 1965; Грудинин, Остапенко, 1974).

Изучение сульфидной минерализации, пространственно связанной с Маринкиным массивом, показало, что такое оруденение в данном массиве также подразделяется на два генетических типа: 1) площадная рассеянная вкрапленность главным образом пирротина и пентландита в дунитах и плагиодунитах и 2) прожилково-вкрапленная минерализация этих же сульфидов, образующая в плане массива линейные зоны.

Первый тип минерализации встречается практически во всех разновидностях ультраосновных пород и количество сульфидов в них не превышает 0,5—1% от общего объема. При изучении полированных шлифов установлено, что сульфидная вкрапленность есть даже в таких участках, где визуально она не отмечается; эта вкрапленность представлена пирротином и пентландитом, реже халькопиритом. Иногда попадается только

пентландит. Пирротин образует разрозненные неправильной формы зерна размером до 2—3 мм в поперечнике, изредка этот минерал наблюдается в виде цепочкообразных выделений по стыкам и трещинкам породообразующих минералов, нередко бывает непосредственно в кристаллах хромита. Часто пентландит с пирротином находятся в виде мелких включений в оливине. Пентландит встречается обычно совместно с пирротином и образует с ним пластинчатые срастания. Соотношение пирротина и пентландита в породе 2 : 1, реже 1 : 1. Халькопирит отмечен реже и ассоциирует с пирротином, обрастая его зерна с периферии. Иногда халькопирит включен в хромит.

Второй тип сульфидно-никелевой минерализации характеризуется более интенсивным оруденением и приурочен к разрывным нарушениям. В этих зонах, мощностью в несколько десятков метров и простирающихся на 300—500 м, отмечаются участки брекчированных пород того же простирания, что и зоны сульфидной минерализации. На фоне сульфидной рассеянной вкрапленности в таких породах отмечаются участки с концентрацией сульфидов более 10% от общего объема породы. В таких местах довольно часто наблюдаются ветвистые прожилки и маломощные линзочки сульфидных обособлений длиной до 1—1,5 см. Иногда такие прожилки достигают 10—15 см в длину и 0,1—0,2 см в поперечнике. Размер вкрапленных зерен сульфидов обычно составляет 0,5—2 мм, реже 2—4 мм. Главными рудными минералами зон сульфидной минерализации являются также пирротин, пентландит, реже халькопирит, часто встречаются хромит и магнетит, в небольшом количестве — халькозин и виоларит. Пирротин обычно ксеноморфный и выполняет промежутки между кристаллами оливина. Иногда он почти полностью окружает отдельные зерна оливина или в виде тончайших пленочек локализуется в нем по системе разноориентированных трещин. В отдельных случаях в пирротине отмечаются пластинчатые выделения троилита. Пентландит обычно ассоциирует с пирротином, образуя единое зерно. Реже этот минерал находится в виде самостоятельных неправильных обособлений. Общая масса пентландита среди сульфидов 30—60%. Нередко пентландит замещается виоларитом. Халькопирит развит среди других сульфидов в значительно меньшем количестве и бывает всегда минералом более поздним, чем пирротин и пентландит. Последние часто окружены халькопиритом, а иногда и замещаются им. В отдельных случаях халькопирит образует мелкие прожилки, где часто он замещается халькозином. По отношению к хромиту и оливину сульфиды в таких зонах чаще всего более поздние, но образованные, по-видимому, раньше магнетита.

Изучение сульфидной минерализации в породах Маринкиного массива показало, что образование сульфидов происходило не одновременно, а в несколько стадий. По-видимому, рассеянная сульфидная вкрапленность первого типа образовалась в магматическую стадию, возможно, даже раньше кристаллизации породообразующих минералов. На это обстоятельство указывает присутствие сульфидов в виде мелких каплевидных включений в породообразующих минералах, таких как оливин. Второй тип минерализации, более интенсивный, связан, по-видимому, с более поздней стадией, чем магматическая. Такой вывод подтверждается наличием мелких жилок и прожилков сульфидов в серпентинизированных дунитах и плагиодунитах. Локализация подобного оруденения контролируется линейными зонами брекчирования и трещиноватости.

По-видимому, образование сульфидной минерализации происходило как в виде каплевидных включений в магматическую, так и в более позднюю, постмагматическую стадию. В данном случае при благоприятных условиях возможен факт переотложения сульфидов, образовавшихся еще в магматическую стадию. Такими благоприятными условиями могли быть зоны нарушений и связанные с ними интенсивные процессы серпентинизации, на что нами указывалось выше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение и сопоставление, с одной стороны, геолого-структурного положения тел гипербазитов и габброидов, с другой — их вещественного состава, в том числе петрохимических и геохимических особенностей и взаимоотношений с вмещающими образованиями, дает возможность определить приуроченность этих образований к крупным структурным элементам, отметить определенную гетерогенность основного и ультраосновного магматизма и установить его эволюцию в истории развития земной коры этого региона. Такой подход к решению проблемы происхождения базитов и гипербазитов также позволяет рассмотреть в целом разные по составу, но близкие по генезису породы ультраосновного и основного ряда.

На основании приведенного в настоящей работе геолого-петрологического материала по изучению тел гипербазитов и габброидов этого крупного региона делаются следующие основные выводы.

1. Учитывая, что верхняя мантия в определенные этапы развития прошла стадию частичного плавления, предполагается, что из этого расплава посредством магматической дифференциации выделился тугоплавкий ультраосновной кумулят (первичный гипербазит) и раскисленный основной жидкий остаток. Перемещение этих двух фаз разного состава, частично дифференцированных, происходило не одновременно. На ранних этапах развития геосинклинали в земную кору поступал раскисленный основной жидкий расплав, впоследствии давший поля основных вулканитов. По мере роста земной коры основные мантийные дифференциаты поступали в нее в виде интрузивных гибброидных масс, сформировавших габбро-анортозитовые массивы. Затем, по-видимому, осуществлялось внедрение ультраосновного кумулята, возможно, в виде полузакристаллизованной и дифференцированной массы, которая во время проникновения в земную кору прошла стадию полного затвердевания, и дальнейшее ее продвижение осуществлялось в виде протрузии.

Обособление мантийных магматических расплавов для расслоенных интрузий габбро-перидотитовой формации происходило при активизации тектонической деятельности в посторогенную стадию геосинклинального процесса. По мере выжимания расплава из мантии осуществлялась дифференциация (преимущественно кристаллизационная) в магматических камерах земной коры.

2. Ассоциации доорогенных глубинных базитов и гипербазитов в пределах Байкальской складчатой области, вместе с вулканогенными и

кремнисто-карбонатными формациями, составляют два разновозрастных офиолитовых пояса — байкальский и каледонский. Расслоенные габбро-перидотитовые интрузии являются посторогенными образованиями и не входят в офиолитовые ассоциации. Все интрузии основного и ультраосновного состава размещаются в зонах глубинных разломов.

Базит-гипербазитовый магматизм каледонского этапа имеет отличия от аналогичного магматизма байкальского этапа, что находит отражение в различном площадном развитии тел базитов и гипербазитов, их размерах, рудоносности. В связи с разным возрастом и другими особенностями тел базитов и гипербазитов выделяется два разновозрастных базит-гипербазитовых пояса — Байкало-Муйский и Селенгино-Каларский. Геолого-структурное положение массивов основного и ультраосновного составов позволяет сделать вывод, что они также широко развиты в пределах большей части Алтае-Саянской складчатой области. Из анализа имеющегося материала можно заключить, что в глубь складчатого обрамления, на юг от Селенгино-Каларского пояса каледонид, в пределах Восточного Забайкалья и Северной Монголии, находится аналогичный базит-гипербазитовый пояс более молодого (герцинского?) возраста.

3. На основе всестороннего изучения ряда интрузивов глубинные ультраосновные и габброидные образования, размещенные в вышеуказанных поясах и составляющие офиолитовые ассоциации пород или посторогенные расслоенные плутоны, подразделяются на ряд магматических формаций — гипербазитовую, габбро-анортозитовую и габбро-перидотитовую. Первые две знаменуют начальную стадию магматической деятельности как байкальского, так и каледонского тектоно-магматических циклов. В постконсолидационную стадию байкальского геосинклинального цикла образовались глубоко дифференцированные силлоподобные или трещинного типа стратиформные расслоенные интрузивы, составляющие габбро-перидотитовую формацию.

Петрохимические особенности исследованных пород полностью подтверждают факт подразделения изученных ассоциаций на указанные выше магматические формации. Выделенные породы разных формационных типов четко разделяются по соотношению в них породообразующих окислов, особенно по содержанию кремнезема и щелочей, общего железа и титана. Различие в химизме пород изучаемых формаций подчеркивается химизмом главных породообразующих минералов.

Контрастно различаются дуниты и перидотиты гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций. По петрохимическим особенностям породообразующих минералов, а также по кластер-анализу эти породы отчетливо распадаются на две различные самостоятельные группы, каждая из которых характеризует либо гипербазитовую, либо габбро-перидотитовую формации.

По коррелятивным связям отдельных пар или групп петрогенных окислов во всех названных выше формациях выделяется ряд значимых связей между отдельными породообразующими окислами. Эти связи подчеркивают процессы минералообразования для тех или иных пород выделенных формаций.

4. Породы и минералы представленных формаций различаются рядом геохимических особенностей, в частности, неодинаковым содержанием

в них таких элементов, как никеля, кобальта, хрома, ванадия и титана. Ультраосновные породы гипербазитовой формации характеризуются высокими содержаниями хрома, никеля и кобальта, почти при полном отсутствии титана и ванадия. В аналогичных породах габбро-перидотитовой формации содержится значительно больше ванадия и титана. Мезократовые породы основного состава габбро-перидотитовой формации по содержанию в них вышеуказанных элементов резко отличаются от габброидов габбро-анортозитовой формации, последние содержат больше титана и ванадия и очень мало никеля, хрома и кобальта.

Геохимические особенности пород различных формаций нашли свое отражение также в дисперсионном и корреляционном анализах. Так, для габброидов стратиформных интрузий наблюдается четко выраженная положительная коррелятивная связь для одной группы рудообразующих окислов, а для доорогенных габброидов положительная корреляция характерна для другой группы рудообразующих окислов. Для некоторых пород наблюдается также связь между отдельными рудо- и породообразующими окислами.

Ультраосновные породы гипербазитовой и отчасти габбро-перидотитовой формаций обладают высокими отношениями никеля к кобальту, что характеризует их мантийное происхождение. На это же указывают очень низкие отношения изотопов стронция в гипербазитах и габброидах доорогенного этапа.

5. Исходя из состава пород выделенных выше формаций, следует, что для их образования существовало, по крайней мере, три типа магм. Магма существенно ультраосновного состава, представленная тугоплавким ультраосновным кумулятом, сформировала породы гипербазитовой формации. Из магмы типа высокоглиноземистого базальта (мантийный раскисленный жидкий основной расплав) образовались породы габбро-анортозитовой формации. Средний состав этих двух формаций довольно близок к составу пиролита, по А. Э. Рингвуду, что указывает на единый мантийный источник магмообразования. Средний состав посторогенных расслоенных серий, составляющих габбро-перидотитовую формацию, близок по составу к оливиновым толеитам.

6. Первоначальный состав доорогенных базитов и гипербазитов в условиях земной коры значительно изменялся. Гипербазиты многократно серпентинизировались, а при прорывании их гранитоидами происходило перераспределение породообразующих компонентов, при этом иногда встречались не свойственные им минералы. Внедрение крупных габброидных масс сопровождалось разогревом вмещающих толщ с развитием явлений мигматизации и скарнирования. При внедрении гранитоидов в массивы габброидов широко проявляются процессы гранитизации габброидов, возникают реакционные зоны в виде маломощных зон горнблендитов, гигантозернистых габбро или габбро-пегматитов.

Взаимодействие посторогенных габбро-перидотитовых плутонов с вмещающей рамой проявлено значительно слабее и выражено в образовании маломощных экзоконтактовых зон ороговикования и незначительной контаминации эндоконтактовых частей массивов.

7. Базит-гипербазитовый магматизм района исследований обладает рядом металлогенических особенностей:

а) гипербазитовые массивы того и другого пояса характеризуются проявлением платины и палладия, а также нефрита; с гипербазитами Байкало-Муйского пояса связаны месторождения асбеста;

б) с габброидными интрузиями доорогенного этапа Байкало-Муйского пояса связывается титаномагнетитовая минерализация, а подобные массивы Селенгино-Каларского пояса являются апатитоносными;

в) посторогенные расслоенные плутоны характеризуются сульфидно-никелевой минерализацией.

8. Геолого-структурное положение и вещественный состав изученных образований Байкальской горной области, а также сопоставимые с ними подобные образования других складчатых регионов позволяют отождествлять базит-гипербазитовый магматизм и его металлогеническую специализацию этих сопредельных регионов складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Такой анализ также дает возможность сделать вывод об идентичности этого процесса в аналогичных структурах других складчатых обрамлений.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович И. И., Груза В. В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., «Недра», 1972, 238 с.

Аллахвердиев Ш. И., Азадалиев Дж. А. Закономерности распределения хрома и никеля в породах и минералах офиолитового комплекса Малого Кавказа.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976, с. 162—164.

Арсентьев В. П. Фанерозойский магматизм Бурятской АССР.— В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., «Недра», 1966, с. 35—38.

Артемов В. Р., Ковалев Г. А. Классификация и общие замечания о минералогии серпентинов. — В кн.: Месторождения хризотил-асбеста. М., «Недра», 1967, с. 397—399.

Ашихмина Н. А., Магидович Т. С., Морковкина В. Ф. Акцессорные минералы в породах габбро-перидотитовой формации как критерии их металлогенической специализации. Полярный Урал. —В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., «Наука», 1965, с. 115—133.

Бабушкин В. И., Матвеев Г. М., Мчедлов-Петросян О. П. Термодинамика силикатов. М., Изд-во лит. по строит. 1965. 264 с.

Базилевский А. Г. Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида. «Геол. рудн. месторожд.», 1968, № 6, с. 12—24.

Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро.— «Докл. АН СССР», 1976, 230, № 6, с. 1425—1428.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956. 414 с.

Башта К. Г. Геология и асбестоносность альпинотипных гипербазитов в районе Молодежного месторождения хризотил-асбеста.— В кн.: Асбесты СССР, вып. I. М., 1974, с. 122—134.

Белов И. В., Богидаева М. В. Формации ультраосновных пород Восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 103—156.

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969. 208 с.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., «Недра», 1962. 608 с.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975. 262 с.

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 7—157.

Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1966. 240 с.

Борисенко Л. Ф., Сердобова Л. И. О распределении титана, ванадия, хрома и никеля в гипербазитах платиноносного пояса (Урал). «Геохимия», 1965, № 3, с. 348—359.

Брюн Ж. К дискуссии о магматическом или тектоническом становлении офиолитов.— *В кн.: Тезисы докладов Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре».* М., «Наука», 1973, с. 7—8.

Васильев Ю. Р., Симон А. К. *Ультраосновные расплавы в земной коре.*— *В кн.:* Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 106—108.

Велинский В. В. Особенности состава и зональность в химизме гипербазитов переходной зоны от океана к континенту. «Геол. и геофиз.», 1976, № 2 с. 15—21.

Велинский В. В., Пинус Г. В. Об эволюции химического состава вещества верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Новосибирск, 1969, с. 173—182.

Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А., Колесникова Т. П. Геология и петрография юго-западной части Гвинейско-Либенерийского щита. М., «Наука», 1971. 242 с.

Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965, с. 7—23.

Волохов И. М. Интрузивные ассоциации инициального магматизма салаирид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, 1976, с. 73—91.

Волохов И. М., Иванов В. М. Нижнедербинский габбро-пироксенит-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна. «Геол. и геофиз.», 1964, № 5, с. 52—68.

Воробьева О. Л., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1962. 317 с.

Галлинхем Г. Е. Растворимость и перенос кремнекислоты и других нелетучих водным паром.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ., 1950, с. 77—112.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа.— «Геотектоника», 1966, № 3, с. 3—14.

Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., «Наука», 1971. 140 с.

Генкин А. Д. Условия нахождения и особенности минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения. — «Геол. рудн. месторожд.», 1959, № 6, с. 74—84.

Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., «Наука», 1977. 208 с.

Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А., Кольцова Т. В., Яковлева С. З. Определение возраста основных пород по К/А-методу — «Геохимия», 1962, № 11, с. 931—938.

Глазунов О. М. О характере связи ультраосновного и основного магматизма с тектоникой (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы).— В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1973, с. 171—172. (Матер. к X сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока).

Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. *Новосибирск, «Наука», 1975, 202 с.*

Годлевский М. Н. Магматические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений М., «Недра», 1968, с. 7—83.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений.— «Геол. рудн. месторожд.», 1959, № 1, с. 56—69.

Горбунов Г. И. Рудопроявления в интенсивно метаморфизованных горных породах.—В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 120—138.

Грудинин М. И. Геология и петрография Довыренского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье).— «Геол. и геофиз», 1963, № 6, с. 78—91.

Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье).— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1965, с. 5—112.

Грудинин М. И. Гранитизация габброидов Янгудского габбро-перидотитового массива (Средне-Витимская горная страна).— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 72—78.

Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Саяно-Байкальской горной области.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с. 32—39.

Грудинин М. И., Елизарьева Т. И. Геохимия базитов и ультрабазитов Прибайкалья.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 182—185.

Грудинин М. И., Елизарьева Т. И., Забоева Н. В. Особенности химизма основных и ультраосновных пород Байкальской горной области.— «Геохимия», 1977, № 4, с. 542—549.

Грудинин М. И., Кашаева Г. М., Кашаев А. А., Остапенко Ю. П. О вермикулитоподобном минерале в Приольхонье (Западное Прибайкалье).— В кн.: Записки Всесоюзного минералогического о-ва. Серия 2, часть I. Л., «Наука», 1971, с. 635—637.

Грудинин М. И., Кузнецова А. И. О распространении никеля, хрома и кобальта в габбро-перидотитовых породах бассейна р. Тыи (Северное Прибайкалье).— «Геохимия», 1961, № 2, с. 162—168.

Грудинин М. И., Летников Ф. А. Геохимия никеля в ультраосновных породах в магматическую и постмагматическую стадию.— В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., «Наука», 1969, с. 165—168.

Грудинин М. И., Остапенко Ю. П. Основные и ультраосновные породы среднего течения р. Мамы и связанное с ними сульфидно-никелевое оруденение.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 24—35.

Грудинин М. И., Прудовский Э. Л. Габбро-перидотитовая формация Прибайкалья.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, «Наука», 1969, с. 229—230.

Грудинин М. И., Прудовский Э. Л. Закономерности размещения формаций основных и ультраосновных пород Байкальской горной области.— В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1973, с. 177. (Матер. к X сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока).

Грудинин М. И., Прудовский Э. Л. Офиолиты складчатого обрамления юга Сибирской платформы. — «Геотектоника», 1976а, № 4, с. 37—44.

Грудинин М. И., Прудовский Э. Л., Елизарьева Т. И. Формации основных и ультраосновных пород Байкальской горной области.— «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1974, № 10, с. 40—48.

Грудинин М. И., Прудовский Э. Л., Прудовская М. Е. О природе рудной минерализации некоторых гипербазитовых массивов Саяно-Байкальской складчатой области.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1973, с. 132—135.

Грудинин М. И., Секерин А. П. Прибайкальский нефрит.— «Природа», 1976, № 10, с. 106—108.

Грудинин М. И., Секерин А. П. Тектонический меланж в Джидинском гипербазитовом поясе (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: Механизм формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 99—104.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., «Наука», 1965. 122 с.

Гурулев С. А., Гурулева Н. Н., Трунева М. Ф. Магнезиальные скарны в Йоко-Довыренском габбро-перидотитовом массиве (Северное Прибайкалье).— «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 3, с. 662—665.

Гурулев С. А., Самбуев К. С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1967. 245 с.

Гурулев С. А., Шагжиев К. Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973, с. 234—244.

Гусев В. А., Карпов И. К., Киселев А. М. Алгоритмы построения перархической дендрограммы кластер-анализом в геолого-геохимических приложениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 8, с. 61—67.

Денисова М. В. Сульфидное медно-никелевое оруденение в одном из массивов основных и ультраосновных пород Байкальской складчатой области.— В кн.: Материалы по геологии и минералогии рудных месторождений СССР. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1961, т. 60. Л., с. 37—46.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия земли. М., «Недра», 1975. 254 с.

Джеймиссон Б. Дифференциация восходящей основной магмы.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 142—151.

Дзевановский Ю. К. О новой находке нефрита в Восточной Сибири.— «Докл. АН СССР. Нов. сер.», 1946, т. 58, № 3, с. 243—245.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2, М., «Мир», 1965, с. 269—283.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, Т. 3, М., «Мир», 1966, с. 9—42.

Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1974, 131 с.

Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии.— «Геохимия», 1972, № 10, с. 940—951.

Дмитриев Л. Ц., Уханов А. В., Шараськин А. Я. Петрохимические типы перидотитов мантии.— «Геохимия», 1976, № 8, с. 1160—1166.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян).— «Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с. 40—53.

Докучаева В. С. Петрохимия ультраосновных — основных пород Мончегорского плутона.— В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и ее металлогения. Труды Кольского ФАНа СССР, 1975, с. 76—90.

Егорова Е. Н. О никеленосности оливина.— Зап. Всес. минералог. о-ва. 1938, ч. 67, № 2, с. 68—73.

Елисеев Н. А. Мончегорский плутон.— В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 5—36.

Елисеев Н. А. Генезис сульфидной медно-никелевой минерализации.— В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 327—346.

Еремеев В. П., Сибелев А. К. Геологические особенности и генезис Саянского месторождения хризотил-асбеста.— «Геол. рудн. месторожд.», 1972, № 2, с. 78—86.

Ефимов А. А., Иванова Л. П. Поведение хрома, никеля, кобальта в процессе формирования Кытлымского платиноносного массива. — «Геохимия», 1963, № 11, с. 1034—1043.

Жданов В. В., Москалева В. Н., Остроумова А. С., Румянцева Н. А., Станкевич Е. Н. Эволюция магматизма в истории формирования континентальной земной коры.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 61—74.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1956а. 470 с.

Заварицкий А. Н. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы.— В кн.: Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956б, с.666—700.

Зак С. И., Слюсарев В. Д., Богачев И. А., Кочнев-Первухов. Гипербазитовые пояса Карело-Кольского региона.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1975, т. 221, № 6, с. 1395—1398.

Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973. 251 с.

Иванов В. М. Закономерности изменения состава пород и породообразующих

минералов ряда ритмически расслоенных плутонов Алтае-Саянской области.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 21—43.

Иванов О. Н., Боратов М. Х. Серпентинитовый меланж бассейна реки Хатырка (Корякское нагорье). — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1974, т. 214, № 2, с. 404—409.

Иванов В. М., Волохов И. Ш., Полякова Э. Г., Оболенская Р. В. Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 76.

Ильвицкий М. М. Линейные связи никеля в ультраосновных горных породах Украинского кристаллического массива.— «Сов. геология», 1964, № 12, с. 110—114.

Йодер Г. С., Тилли К. С. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965, 246 с.

Касьянов А. В. Условия образования Чайской базит-гипербазитовой интрузии и связанного с ней сульфидного медно-никелевого оруденения (Северное Прибайкалье). — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений. М., 1973, с. 3—34.

Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М., «Недра», 1975. 24 с.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970, с. 244.

Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— «Геотектоника», 1971, № 5, с. 11—26.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975. 208 с.

Когарко Л. Н. Отношения Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм.— «Геохимия», 1973, № 10, с. 1441—1447.

Комаров Ю. В. Каледонские магматические формации в структуре Западного Забайкалья.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1972, с. 5—30.

Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А. Проблемы редкометальной металлогении ортогональной сети глубинных разломов Западного Забайкалья.— В кн.: Геолого-геофизические исследования (научная информация о результатах работ Института земной коры в 1971—1975 годах). Иркутск, 1976, с. 55—59.

Конев А. А., Самойлов В. С. Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск, «Наука», 1974. 246 с.

Конников Э. Г. Формации докембрийских гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с. 23—31.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. М., «Наука», 1972, с. 144—152. (Труды IV Всес. петрографич. совещ., ч. 1).

Коржинский Д. С., Перцев Н. Н., Зотов И. А. Экскурсия на габбро-перидотитовые массивы Северного Прибайкалья.— «Геол. рудн. месторож.», 1976, т. XVIII, № 3, с. 105—107.

Корчагин А. М. Вермикулит-флогопитовые месторождения Иенгли.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 8, с. 86—97.

Корытова Э. Н., Макарова Т. А. Новые данные о процессе серпентинизации оливина в гидротермальных условиях.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1971, с. 373—374.

Косыгин Ю. А., Баширин А. К., Берзин Н. А., Волонтей Г. М., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964. 126 с.

Кравченко Г. Г. Геолого-структурная позиция и генезис хромитовых месторождений складчатых областей.— В кн.: Тезисы докладов VIII Всесоюзного металлогенического совещания. Рудные формации. Свердловск, 1976, с. 9—10.

Круцко Н. С., Замащиков М. Е., Башта К. Г. Молодежное месторождение.— *В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., «Недра», 1967, с. 247—263.*

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и тектоника.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. Т. 1, М., «Наука», 1972, с. 43—44.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу.— «Геол. и геофиз»., 1976, № 5, с. 3—19.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 249—262.

Кутолин В. А. *Новая оценка для валового состава верхней мантии.*— «Докл. АН СССР», 1977, т. 234, № 3, с. 669—672.

Лазарев Ю. И. Возраст и тектоническое положение гипербазитов Карелии.— В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., «Наука», 1971, с. 4—13.

Лебедев А. П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь).— Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1962, вып. 80. 73 с.

Лебедев А. П., Левицкий В. А. Восстановимость и термодинамическая устойчивость ортосиликатов металлов железной триады.— «Изв. высших учебн. завед. Черная металлургия». 1962, № 7, с. 5—11.

Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, «Наука», 1972, с. 228.

Леснов Ф. П. Положение базит-гипербазитовых плутонов в структуре Западного Забайкалья и некоторые вопросы их петрологии.— *В кн.:* Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1973, с. 174—179. (Матер. к X сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока).

Леснов Ф. П., Прудовский Э. Л. Породообразующие минералы базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 32—45.

Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., «Наука», 1965. 116 с.

Лихачев А. П. О формировании Бушвельдского интрузивного комплекса и связанных с ними рудных интрузий.— «Изв. АН СССР», 1975, № 12, с. 37—46.

Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974. 304 с.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии земли. М., «Наука», 1975. 167 с.

Ляхович В. В. Ультраосновные породы Средне-Витимской горной области.— В кн.: Петрографические исследования в Средней Азии, Сибири и на Урале. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 51—58.

Максвелл Дж. Офиолиты — древняя океаническая кора или глубинный диапир?— В кн.: Тезисы докладов Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, с. 11—13.

Малахов И. А. Глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения по термодинамическим данным.— В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. М., «Наука», 1972, с. 27—28.

Малышев А. А. О минералогических и петрографических особенностях гипербазитов различных формационных типов Средне-Витимской горной страны и юга Витимского плоскогорья.— В кн.: Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1971, с. 121—125.

Маракушев А. А. Серпентинизация гарцбургитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 7, с. 5—20.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. М., «Наука», 1974, с. 102—130.

Маракушев А. А., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б., Емельяненко П. Ф. Магматизм и земная кора.— «Вестник МГУ», 1977, № 1.

Минин Д. Д. Дифференцированные габбровые интрузии южной части Центрально-Мартайгинской зоны (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 89—109.

Михайлов Н. П., Марков Е. В., Орлов Д. М. Петрология и рудоносность стратиформных (расслоенных) мафит-ультрамафитовых интрузий.— В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., «Наука», 1976, с. 53—69.

Михайлов Н. П., Шарков Е. В. Петрология и металлогения расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 53—59.

Михайлов Н. П., Щеглов А. Д. Магматизм тектонической активизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. Т. I. М., «Наука», 1972, с. 45—50.

Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Некоторые геохимические особенности пород гипербазитовых поясов Полярного Урала и Малого Кавказа.— В кн.: Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород. М., «Наука», 1976, с. 20—36.

Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., Физматгиз, 1960, 212 с.

Обуэн Ж. О тектонической проблеме офиолитов: ее аспект в динаридах.— В кн.: Тезисы докладов Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., 1973, с. 18—22.

Овчинников Л. Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установки.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Наука», 1976, с. 100—120.

Овчинников Л. Н., Максенков В. Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 54—71.

Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов Н. М., О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири.— «Труды ФАН СССР. Сер. геол.», 1958, вып. 14, с. 5—36.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968. 196 с.

Павлова К. А., Клитин Т. Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 413—416.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М., Изд-во АН СССР, 1948. 174 с.

Павловский Е. В., Цветков А. И. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. М., Изд-во АН СССР, 1938. 156 с.

Паталаха Е. И., Авдеев А. В. О механизме подъема магм.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 5, с. 132—136.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.

Пейве А. В. Офиолиты в структуре земной коры.— В кн.: Тезисы докладов Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, с. 60—63.

Пейве А. В. Новая модель Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976, с. 21—31.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.

Петрография Центрального Казахстана. Т.II Л., «Недра», 1971. 359 с.

Пинус Г. В. Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпинотипных гипербазитов юга Сибири.— «Геохимия», 1965, № 12, с. 1450—1458.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов П. Б. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.

Пинус С. В., Велинский В. В., Колесник Ю. Н., Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Банников О. Л. Гипербазиты складчатых областей как индикаторы вещества верхней мантии, — В кн.: Магматизм глубинных разломов в главных типах структур земной коры. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 3— 27.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 211 с.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Пишон К. Ле, Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., «Мир», 1977. 287 с.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 61—72.

Попов Б. А., Золоев К. К., Рапопорт М. С. Металлогения ранних стадий развития *Уральской палеозойской эвгеосинклинали в свете новых данных теоретической* петрологии.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1971, с. 17—20.

Прудовский Э. Л., Грудинин М. И. Особенности геологического строения и вещественного состава дунит-троктолитового массива Маринкин. (Средне-Витимская горная страна). Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья, с. 21—24. (Труды Забайкальского фил. Географ. о-ва СССР. Чита, 1971, вып. XXV).

Прудовский Э. Л., Грудинин М. И., Летягин В. С. Метасоматиты массива альпинотипных гипербазитов «Гольцы» в Западном Забайкалье и их генезис.— «Изв. Забайкальского фил. географ. о-ва СССР», 1971, т. VII, вып. 2, с. 19—28.

Прудовский Э. Л., Грудинин М. И., Летягин В. С. Морфологические особенности акцессорных хромшпинелидов из дунитов некоторых ассоциаций Средне-Витимской горной страны.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972а, с. 135—172.

Прудовский Э. Л., Летягин В. С., Грудинин М. И. Габброидная формация Центральной Бурятии.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1972б, с. 109—126.

Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 284—310.

Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 7—26.

Риттман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М., «Мир», 1975. 288 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. М., «Недра», 1964. 515 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. М., «Недра», 1967. 699 с.

Сахаров А. С. Ультраосновной массив Застейд-2.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Апатиты. 1960, с. 91—117.

Соболев В. С. Некоторые суждения об условиях образования магм и магматических горных пород.— В кн.: Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплава. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 199—211.

Соболев В. С., Соболев С. В., Изменение плотности мантии при выплавлении базальтоидных магм.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 234, № 4, с. 896—899.

Соболев Н. Д. Особенности Молодежного месторождения хризотил-асбеста.— «Сов. геология», 1965, № 11, с. 71—77.

Соболев С. Ф. Акцессорные минералы ультраосновных и основных пород Урала.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 236—247.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. М., Изд-во АН СССР, 1948, 128 с.

Соколов С. Д. Тектонический меланж Аласийского района (Малый Кавказ).— «Геотектоника», 1974, № 1, с. 69—77.

Солоненко В. П. Цветные и поделочные камни Восточной Сибири.— «Труды Ирк. гос. ун-та. Сер. геол.», 1959, т. XIV, вып. 4, с. 41—57.

Сутурин А. Н., Глазунов О. М., Фролова Л. Геохимия и петрология Улан-Сарьдагского дунитового массива.— В кн.: Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1973, с. 7—32.

Сутурин А. Н., Глазунова А. Д., Арсенюк М. И. Геохимия никеля, кобальта и ванадия в гипербазитах Восточного Саяна.— ««Геохимия», 1974, № 1, с. 105—111.

Тамбиев А. С., Снежко Е. А. Допалеозойская офиолитовая серия Северного Кавказа и связанное с ней эндогенное оруденение.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976, с. 159—160.

Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М., «Недра», 1974. 207 с.

Уилли П. Дж. Ультраосновные пояса.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 416—419.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 551 с.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Баскина В. А., Волчанская И. К., Полякова О. П. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., «Недра», 1974. 193 с.

Фомин А. Б., Каневский А. Я. Платина и палладий в ультраосновных породах Среднего Побужья. Киев. Изд-во АН УССР, 1974. 30 с.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., «Мир», 1974. 213 с.

Харт. С. Р. Геохимия изотопов при коро-мантийных процессах.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 50—55.

Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород.— В кн.: Механизм интрузий магмы- М., «Мир», 1972, с. 160—172.

Цветков А. Н., Ершова З. П., Матвеева Н. А. О синтезе силиката хрома, аналогичного оливину.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 2, с. 3—14.

Чайка В. М. Протерозойские коматииты Центральной Сахары.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 231, № 2, с. 446—448.

Чернышев Н. М., Кравченко Н. В. Некоторые особенности циркона из основных и ультраосновных пород никеленосных интрузий юго-восточной части ВКМ.— В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Труды Совещания по минералогии и кристаллографии, памяти Е. С. Федорова. Свердловск, 1971, с. 90—93.

Шабалин Л. И. Дифференцированный титаноносный габброидный массив Хаактыг-Ой (Восточный Саян).— В кн. Магматические формации Сибири. Новосибирск. «Наука», 1977, с. 80—89.

Шейнман Ю. М. Гипербазиты и верхняя мантия. Проблема петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 148—161.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 2.— «Бюлл. Моск. о-ва исп. природы. Отдел геологический», 1974, № 1, с. 5—26.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур земли.— В кн.: Тектоника и магматизм. М., «Наука», 1976, с. 70—145.

Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Естественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа.— «Геотектоника», 1974, № 4, с. 3—17.

Шишкин Н. Н. О медно-никелевом сульфидном оруденении в Йоко-Довыренском массиве основных и ультраосновных пород.— «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 1, с. 93—98.

Шишкин Н. Н. Генетические типы месторождений кобальтовых и кобальтсодержащих руд и некоторые особенности их минерального состава.— «Сов. геология», 1965, № 11, с. 34—45.

Штейнберг Д. С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. (Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 250—260.

Штейнберг Д. С. Соотношение магматизма и метасоматизма в рудообразовании доорогенной стадии геосинклиналей.— В кн.: Тезисы докладов VIII Всесоюзного металлогенического совещания. Общие вопросы и региональная металлогения. Свердловск, 1976, с. 20—22.

Штейнберг Д. С., Богатиков О. А., Бородаевская М. Б., Бородин Л. С., Маракушев А. А. Проблема магматических формаций.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 75—93.

Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминых В. Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала.— *«Зап. Всес. минералог. о-ва», 1964, сер. 2, ч. 93, вып. 5, с. 591—605.*

Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М., «Наука», 1977. 312 с.

Штилле Г. К вопросу о происхождении магм.— В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964, с. 166—187.

Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., «Наука», 1969. 134 с.

Эдельштейн И. И. К геохимии никеля.— *«Геохимия», 1960, № 7, с. 601—609.*

Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных формаций. М., «Недра», 1975. 124. с.

Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Фазина И. С., Черняев Л. А. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., «Недра», 1970. 200 с.

Alcorn S. R., Carpenter J. R. Serpentinization of the Holcombe Branch dunite, North Caroline.— *«South — East Geol.», 1976, 17, No. 4, p. 243—256.*

Bambauer H. U., Corlett M., Ebernard E., Viswanathan K. Diagrams for the deter. mination of plagioclases.— «Schweiz. a. Petrogr. Mitt.», 1967, Bd 47, H 1, p. 333—350-

Bickle M. J., Martin A., Nisbet E. G. Basaltic and peridotitic komatites and stromatolites above a basal uncomformity in the Belingwe greenstone belts, Rhodesia.— «Earth and Planetary Science Letters», 1975, v. 27, No. 2, p. 155—162.

Bickle M. J., Hawkesworth C. J., Martin A., Nisbet E. G., O' Nions R. K. Mantle composition derived from the chemistry of ultramafic lavas.— «Nature», 1976, 163, No. 5578, p. 577—580.

Borg J. V., Smith D. K. Calculated X-ray Powder Patterns for silicato minerals.— «Geol. Sic. Amer.», Ins. Memoir, 122, 1969. 896 p.

Bruecner H. K. A crustal origin for eclogites and a mantle origin for garnet peridotites: strontium isotopic evidence from clinopyroxenes.— «Contr. to Mineralogy and Petrology», 1977, v. 60, No. 1, p. 1—16.

Dymek R. F., Albee A. L., Chodos A. A. *Comparative petrology of lunar cumulaet* rocks of possible primary origin: dunite 72415, troctolite 76535, norite 78235 and anorthosite 62237.— «Proc. 6-th Lunar Sci. Conf. Houston, Tex», 1975, v. 1. New York e. a., 1975, p. 301—341.

Foster H. L., Terry E. C. Ultramafic rocks of the Eagle quadrangle east — central Alaska.— «J. Res. U. S. Geol. Surv.», 1974, 2, No. 6, p. 657—669.

Grant N. K., Powell J. L., Burkholder E. R., Walther J. V., Coleman M. L. The isotopic composition of strontium and oxigen in lavas from St. Helena, South Atlantic.— «Earth and Planetary Science Letters», 1976, 31, No 2, p. 209—223.

Gresens R. L. Blueschist alteration during serpentinization.—«Contr. Mineralogy, and Petrology», 1969, v. 24, No. 2, p. 93—113.

Hess H. H. A primary peridotite magma.— «Amer. J. Sci.», 1938, v. 35, No. 209, p. 321.

Joyce A. S. Application claster analysis to detection of subtle variation in a granitic intrusion.—«Chem. Geol.», 1973, 11, No. 4, p. 297—306.

McBirney A. R. Differentiation of the Skaergaard intrusion.—«Nature», 1975, 253, No. 5494, p. 691—694.

McDonald J. A. Evolution of part of the Lover Critical Zone, Farm Ruighoek, Western Bushveld.— «J. Petrol.», 1967, v. 8, No. 2, p. 165—209.

Mclver J. R. Aspects of some high magnesia eruptives in Southern Africa.—«Contr. to Mineralogy (IMA)», 1975, v. 51, No. 2, p. 77—98.

McNutts R. H., Crocket J. H., Clarc A. N., Caelles J. C., Farrar E., Haynes S. S., Zentilli M. Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ rations of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes 26° and 29°S. Earth and Planetary Science Letters, 1975, v. 27, No 2, p. 305—313.

Midgley H. G., Midgley C. M. The mineralogy of some commercial vermiculites.— «Clay Miner. Bull.», 1960, v. 4, No. 23, p. 142—150.

Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol.», 1975, v. 83, No. 2, March, p. 249—283.

Obial R. C. Cllaster analysis as an aid in the interpretation of multi — element geochemical data.— «Trans. Inst. Mining and Metallurgy», 1970, Aug., p. 175—180.

O'Hara M. J. The bearing of phasa equilibria studies in sunthetic on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. — «Earth Sci, Rev.», 4, 69, 1968, p. 69—133.

O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Sr isotope and rare earth element geochemistry of DSDP deg 37 basalts.— «Earth and Planetary Science Letters», 1976, 31, No. 2, p. 255—261.

Pankhurst R. J., Beckinsale R. D., Brooks C. K. Strontium and oxygen isotope evidence relating to the petrogenesis of the Kangerdlugssuag alkaline intrusion, East Greenland.— «Contr. to Mineralogy and Petrology», 1976, 54, No. 1, p. 17—42.

Parks J. M. Cluster analysis as lied to multivariate problems.— «J. Geol.», 1966, v. 74, No. 5, p. 703—715.

Parks J. M. Fortran IV program for Q—made cluster analysis on distance function with printed dendrogram.—«Comput. Contrib., State Geol. Surv.», Iniv., Kans., No.46, 1970, p. 43—65.

Pushkar P., Stoeser D. B. $^{87}Sr/^{86}Sr$ rations in some volcanic rocks and some semifused inclusions of the San Francisco volcanic field.—«Geology», 1975, 3, No. 11, p. 669—671.

Rittman A. Stable mineral assemblages of igneous rocks — a method of calculation. S. J. Springer, 1972, 262, p. 31.

Smith C. H., Kapp H. E. The Muskox intrusion, a recentlu discovered layered intrusion in the Coppermine River area, Northwest Territories, Canada.— «Min. Soc, Amer.» Spec. Paper., 1, 1969, p. 30—35.

Steinmann G. Die ofhiolithischen zones in den mediterranen Kettengebirge.International Geolog. Congress. Session 14, Espagne, 1926, 1927 p. 637—668.

Streckeisen A. Classification and nomenclature of igneous rocks, Neues Jahrb. Mineral. abh., 107, 1967, p. 144—240.

Whitford D. J. Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Saundre arc, Indonesia, and their petrogenetic implications.— «Geochim. at cosmochim. acta.» 1975, No. 9, p. 1287—1302.

Wishart D. Fortra II program for methods of claster analysis (Claster I) Comput. Contrib. State Geol. Surv. Iniv Kans. No. 38, 1969, 111 p.

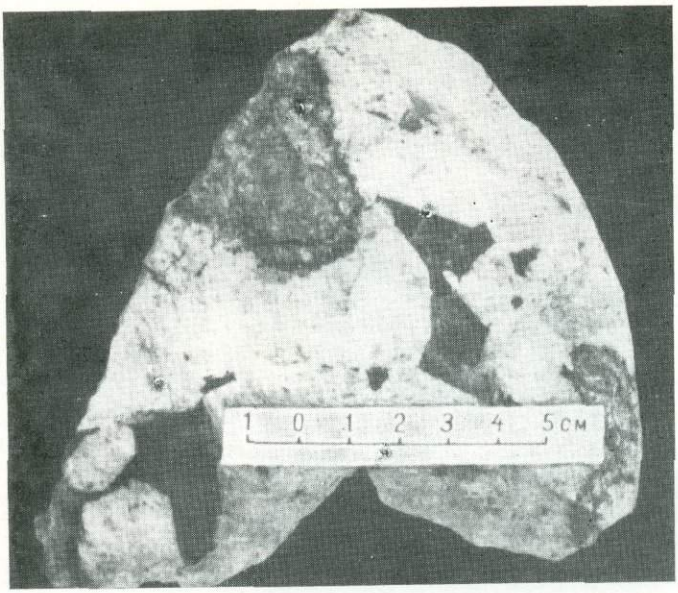
Ward J. H. Jr. Hier arthical groping to optimise and objection.— «J. Am. Stat. Assoc.», 1963, v. 58, p. 236—244.

Wyllie P. J. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. Department of Geophysical Sciences, Univ. of Chicago, U. S. A., 1968. 34 p.

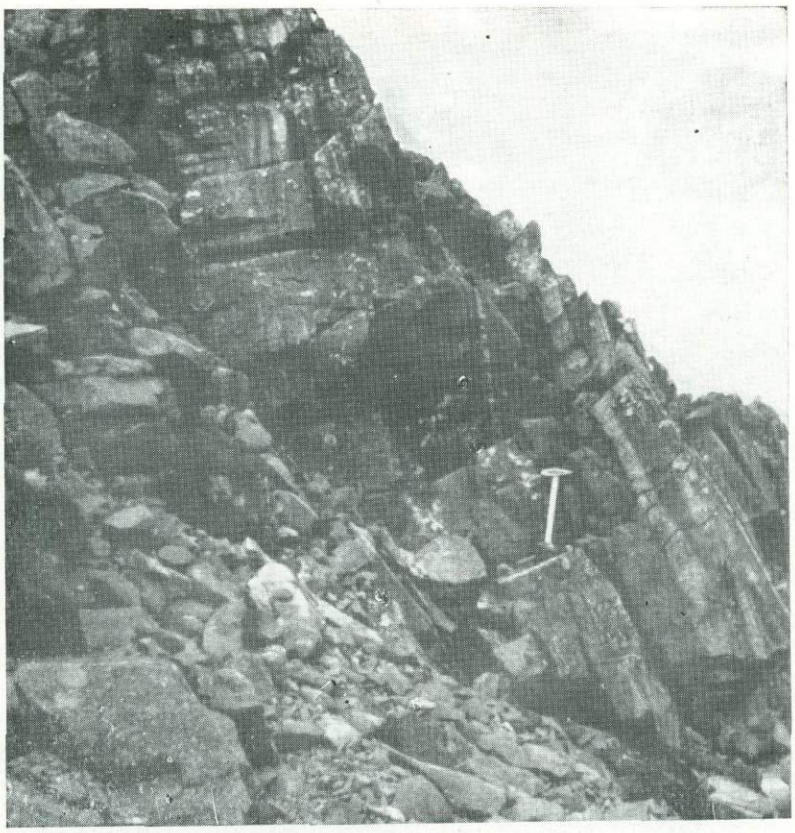
Wyllie P. J. Petrogenesis of ultramafic and ultrabasic rocks. John Willie and Sons, New York, 1967, p. 407—416.

Фиг. 1. Жилообразные тектониты (эксплозивные образования) в габброидах Витимконского массива.

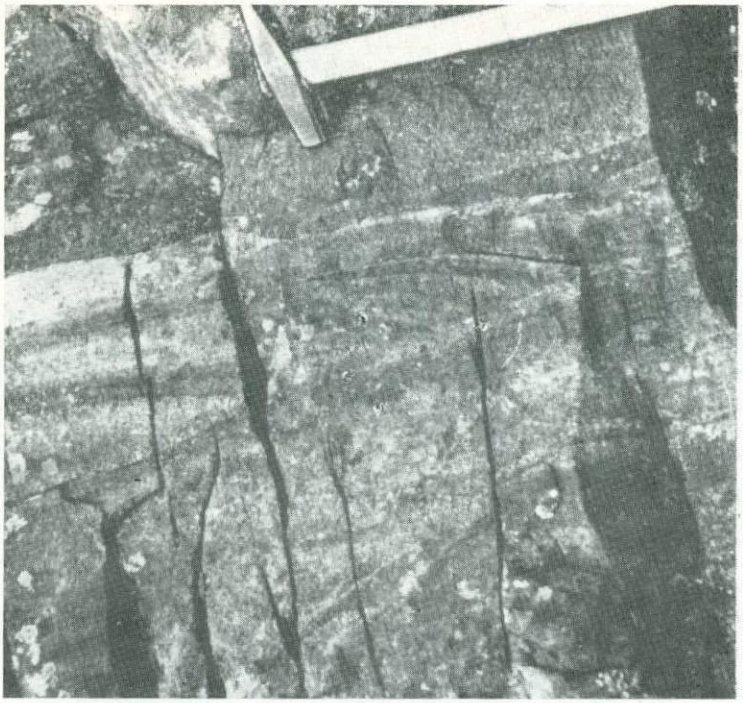
Фиг. 2. Жилы диабазов в гранитаплитах мыса Тонкого.



Фиг. 3. Обособление амфиболизированного пироксена (темное) и серпентинизированного и оталькованного оливина (темно-серое вверху слева) в лейкократовом габбро-пегматите.

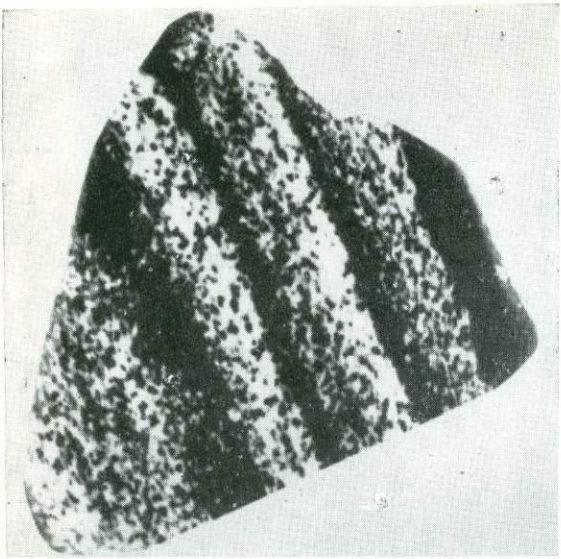


Фиг. 4. Субвертикальная перемежаемость мелано- и лейкократовых разновидностей основных и ультраосновных пород в центральной части Довыренского массива.



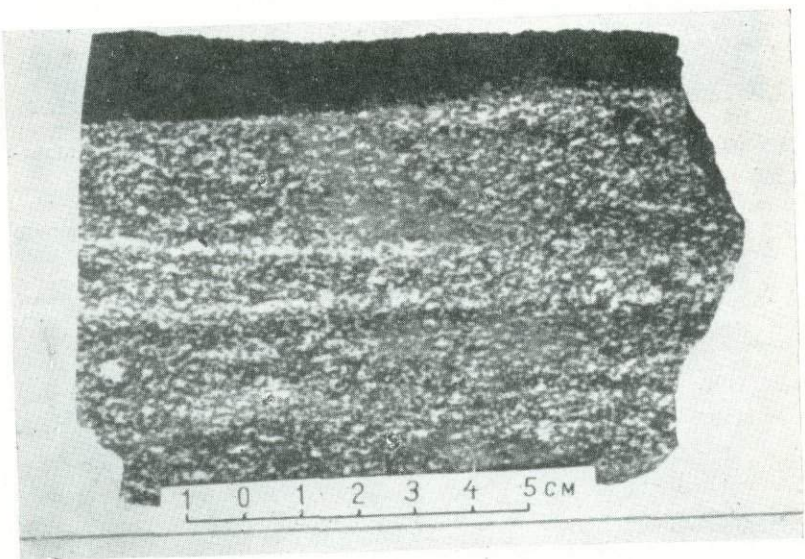
Фиг. 5. Фрагмент фиг. 4. Косая слоистость, обусловленная «сползанием» полузакристаллизованной массы.

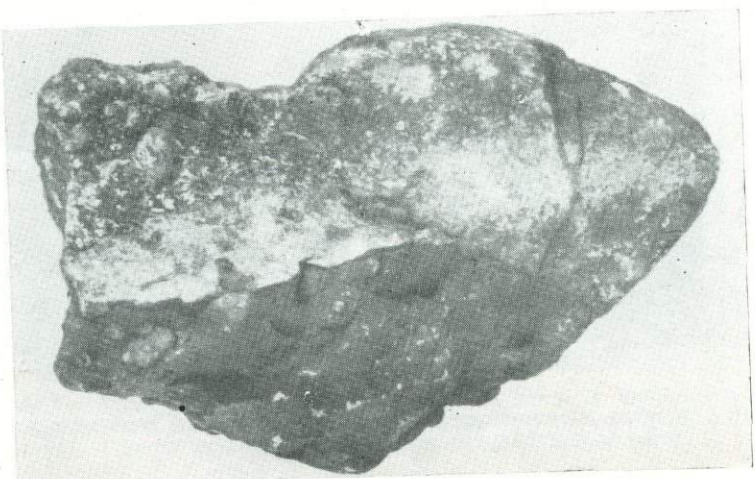
Фиг. 6. Отпрепарированные складки светлых габброидов среди темных плагиодунитов в Довыренском массиве.



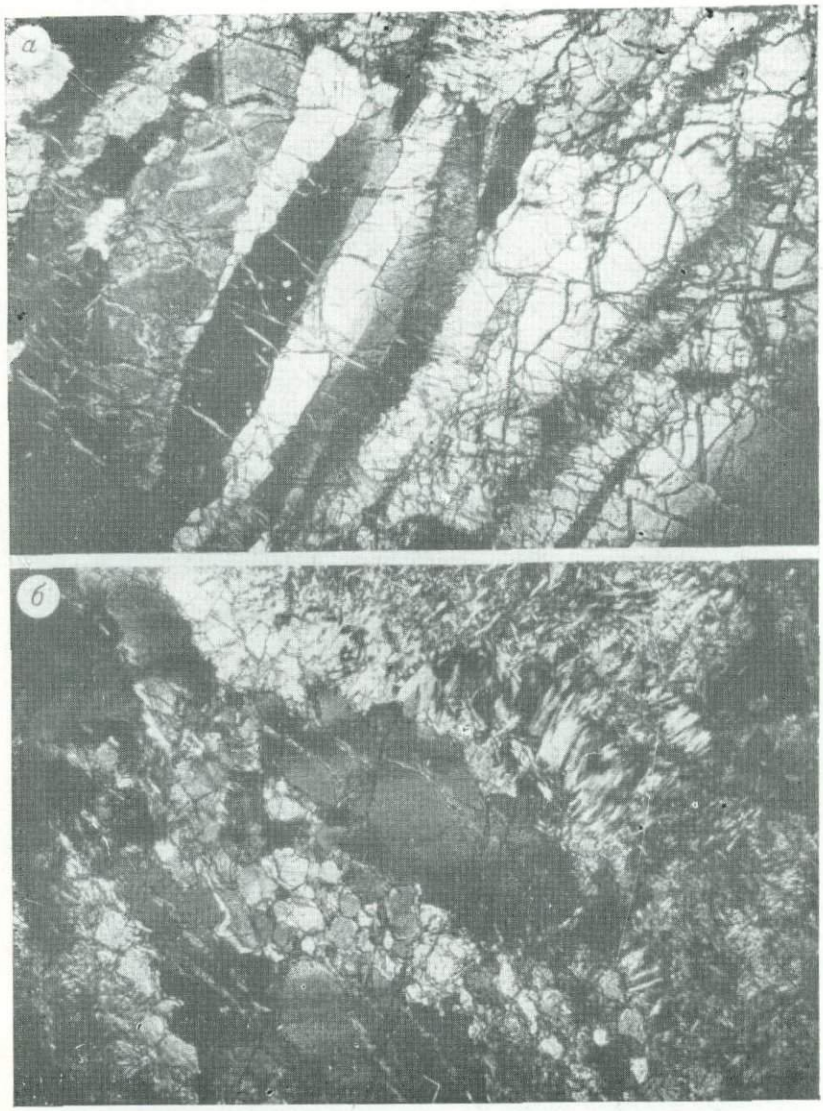
Фиг. 7. Ритмичность в породах Довыренского массива. Ум. 1,5.

Фиг. 8. Полосчатость с элементами трахитоидности в породах Довыренского массива.

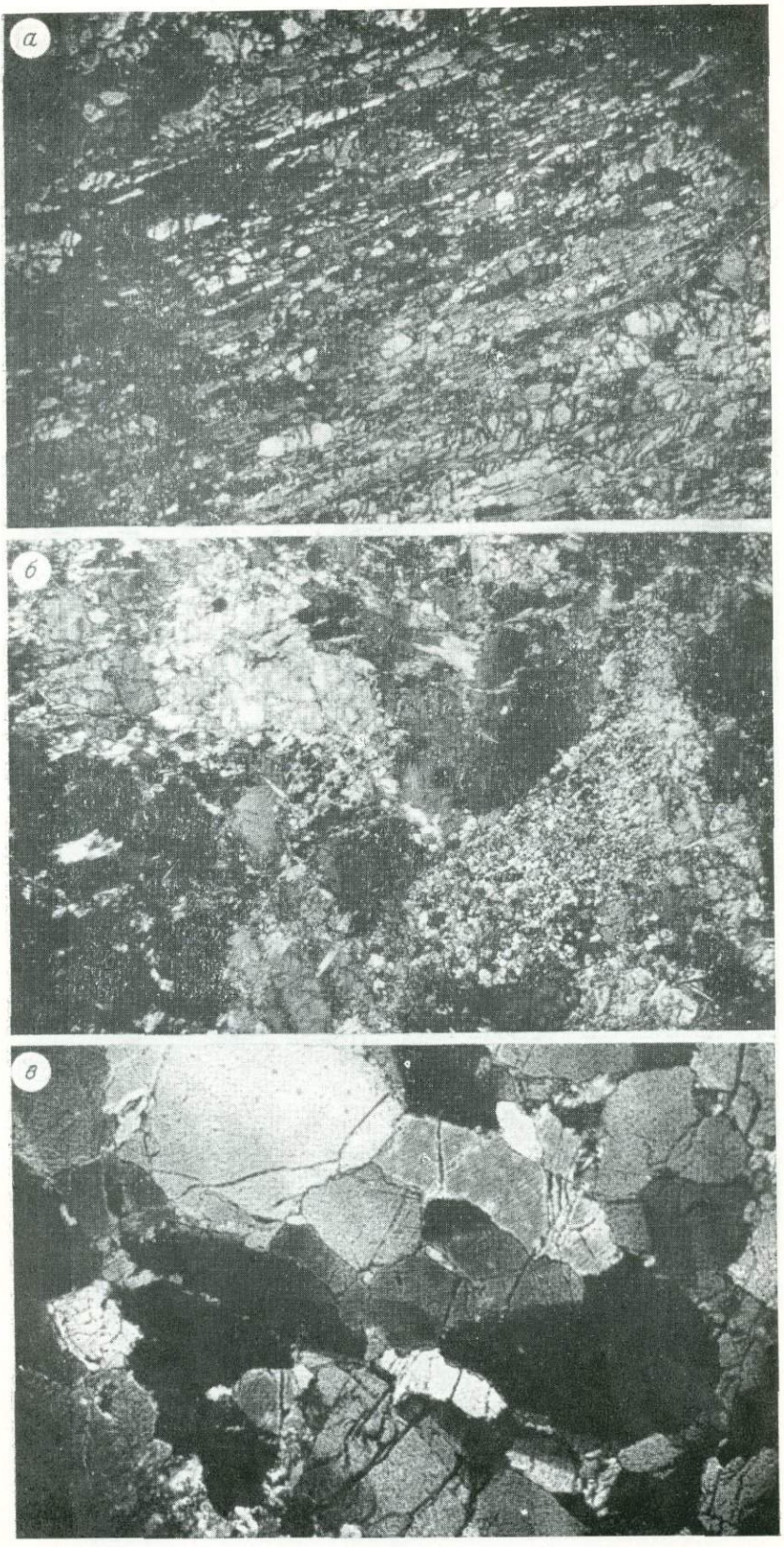


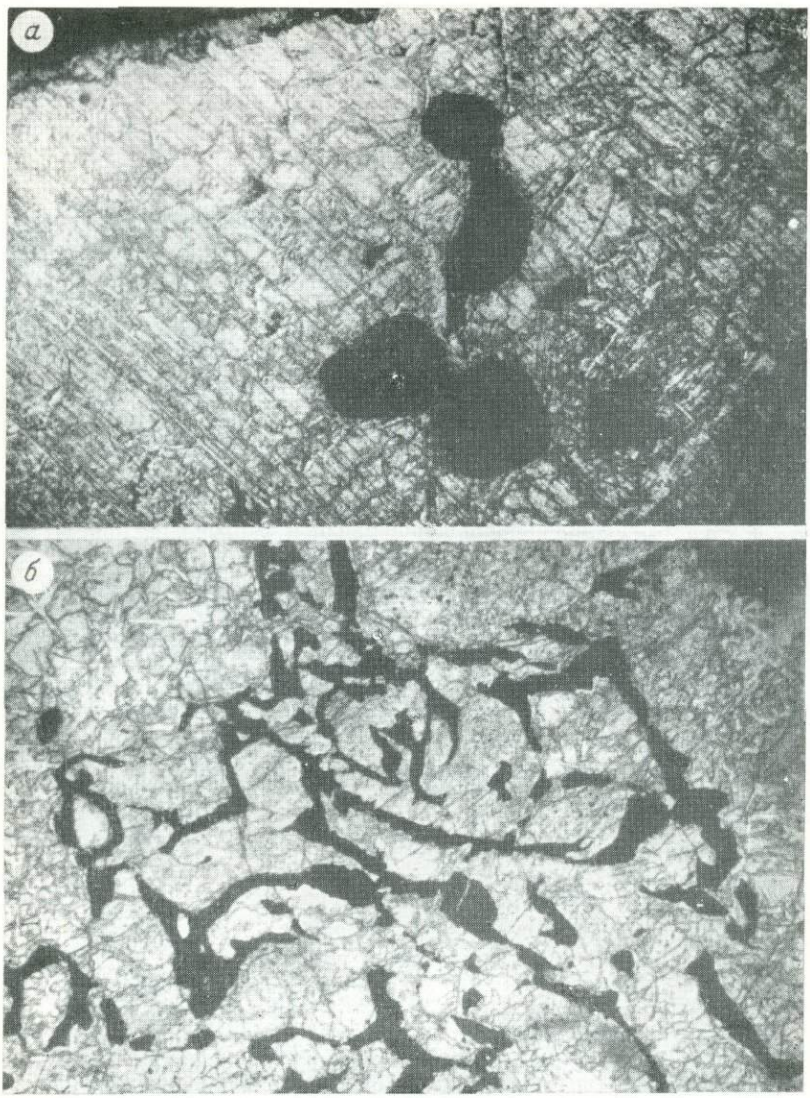


Фиг. 9. Конгломератовидный серпентинит с «галькой» до 10 см в поперечнике. × 1,5.



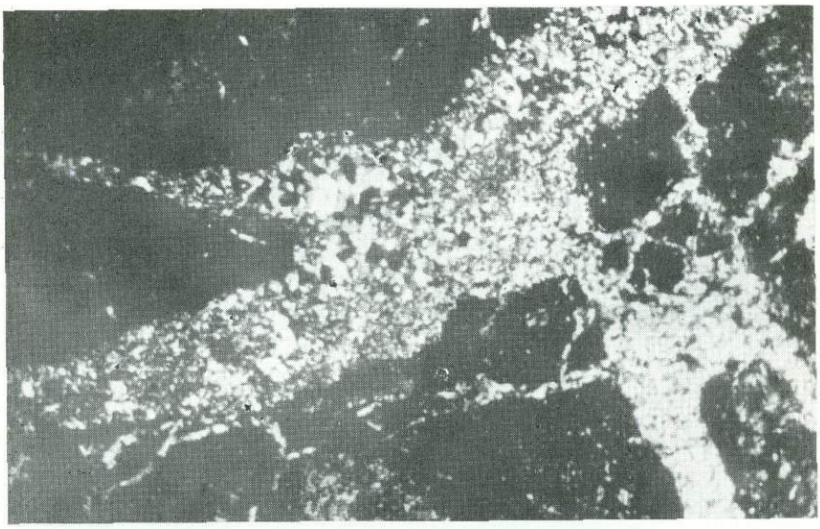
Фиг. 10а. Псевдодвойникование оливинов в зонах дробления.
Фиг. 10б. То же, с видимыми участками перекристаллизации (в центре светлое). Николи+, ×30.


а
б
в

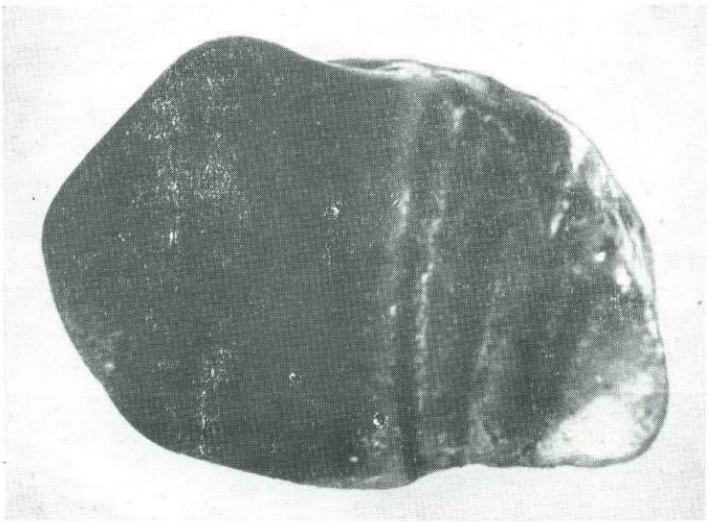


Фиг. 12а. Идиоморфные кристаллы хромшпинелидов в слабо серпентинизированных дунитах.
Фиг. 12б. Жилообразные и ксеноморфные обособления хромшпинелидов с магнетитом в перекристаллизованном дуните. Николи+, × 30.

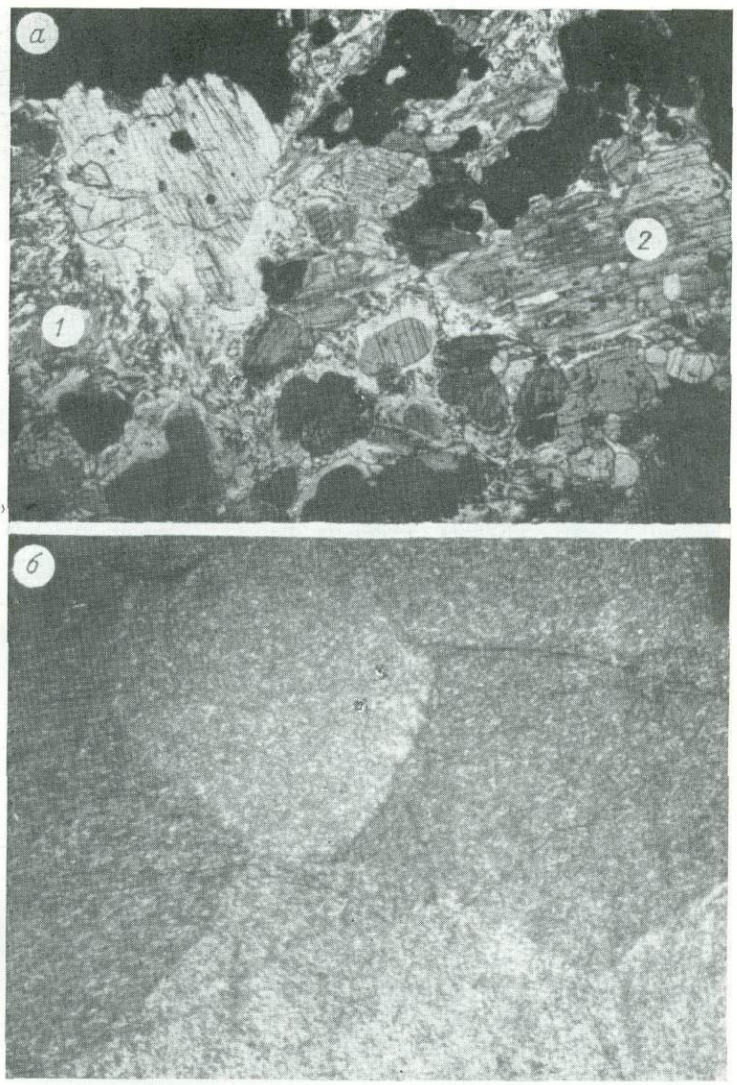
Фиг. 11а. «Оливиновые сланцы» в зонах интенсивного дробления.
Фиг. 11б. Участки интенсивной перекристаллизации оливина (1) с более крупными реликтами облачного оливина (2).
Фиг. 11в. Аллотриоморфнозернистая структура полностью перекристаллизованного дунита. Николи+, ×30.



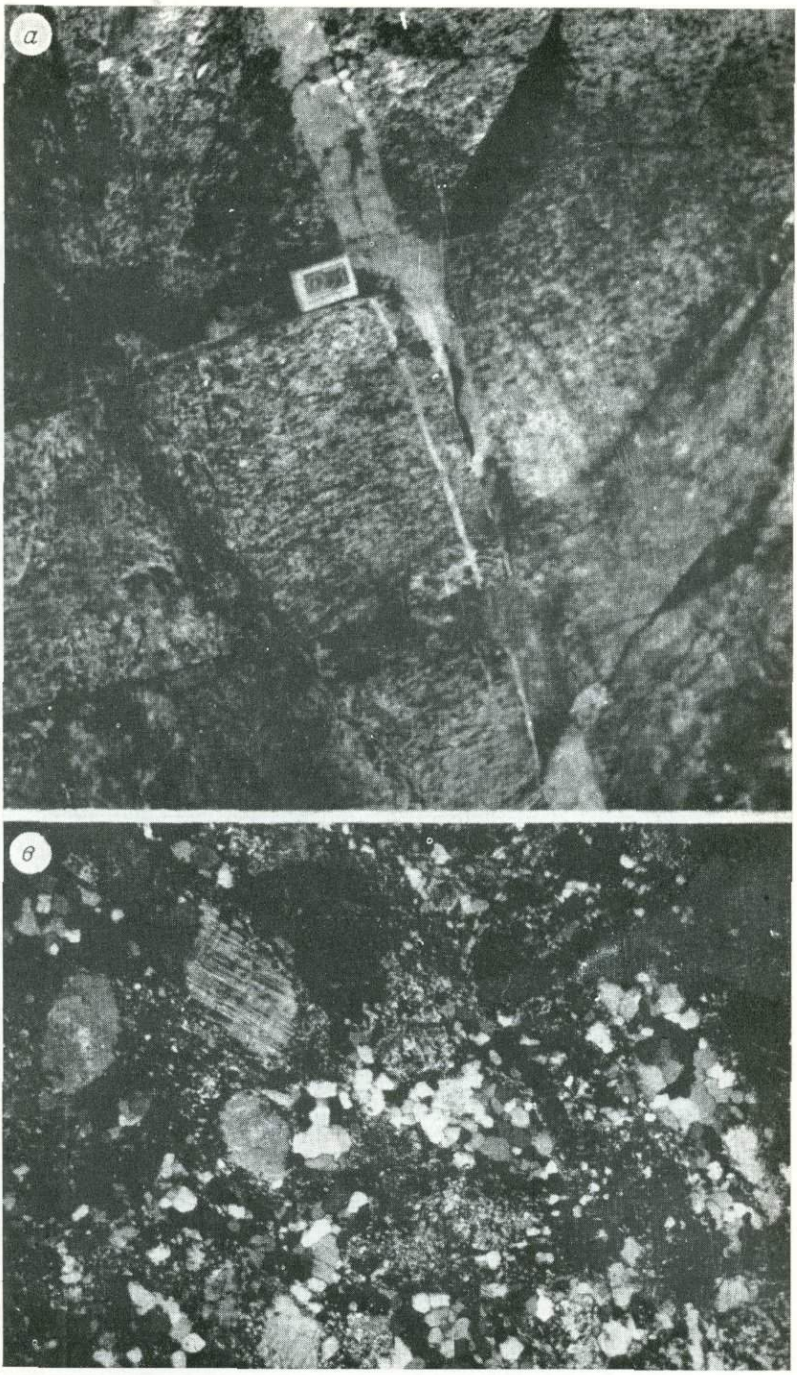
Фиг. 13. Жилообразные обособления халцедоновидного кварца (светлое) в серпентине (темное). Николи+, ×30.



Фиг. 14. Полосчатый нефрит (в гальке).

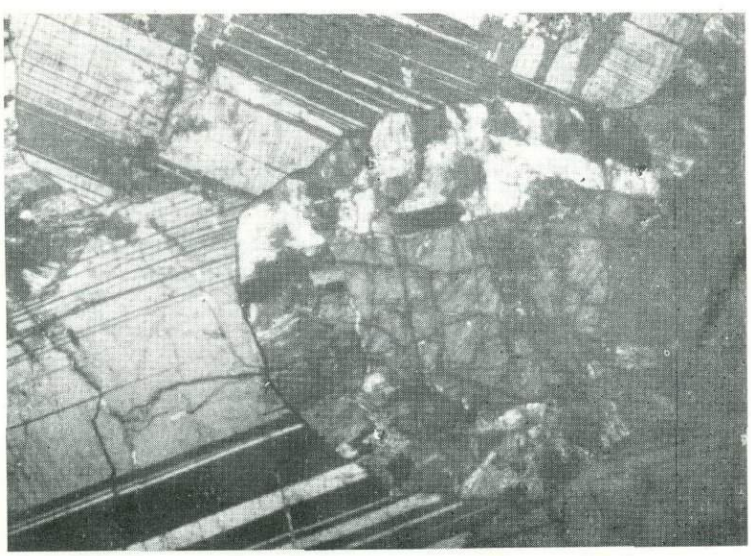


Фиг. 15а. Нефрит. Слева метельчатые тонковолокнистые обособления тремолита (1), в центре и справа реликты пироксена (2).
Фиг. 15б. Тонковолокнистый нефрит с таблитчатыми реликтовыми ограничениями диопсида. Николи +, ×30.



Фиг. 16а. Жильные обособления гранита в габбро.
Фиг. 16в. Новообразования кварца и микроклина в гранитизированном габбро. Николи +, ×30.

Фиг. 16б. Осветленные (гранитизированные) габбро.



Фиг. 17. Келифитовые каймы амфибола, моноклинного и ромбического пироксенов вокруг оливинов. Николи +, ×30.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава 1. Состояние проблемы 5

Глава 2. Геолого-структурное положение массивов основных и ультраосновных пород 9

Базит-гипербазитовые пояса и их положение в структуре земной коры 13
Байкало-Муйский пояс 15
Селенгино-Каларский пояс 15
Геологическое строение базит-гипербазитовых массивов 16
Морфология и внутреннее строение отдельных массивов . . . 19
Офиолитовые ассоциации и расслоенные серии 45
Типы магматических формаций 47

Глава 3. Петрология 50

Гипербазитовая формация 50
Ультраосновные породы 51
Габбро-анортозитовая формация 55
Ультраосновные породы 55
Основные породы 56
Габбро-перидотитовая формация 60
Ультраосновные породы 60
Основные породы 61
Метаморфические, метасоматические и гранитизированные ультраосновные и основные породы 64
Особенности акцессорной минерализации 76
Петрохимия 79

Глава 4. Геохимия 95

Поведение никеля, кобальта, хрома, ванадия и титана в породах базит-гипербазитовых формаций 96
Гипербазитовая формация 99
Габбро-анортозитовая формация 99
Габбро-перидотитовая формация 101
Геохимические особенности породообразующих минералов 102
Некоторые особенности в распределении никеля, кобальта, хрома, ванадия и титана 109

Глава 5. Генезис базит-гипербазитовых образований и их рудоносность 116

Условия зарождения основных—ультраосновных расплавов и их связь с тектоникой 117
Дифференциация и типы магм 119
Влияние вмещающей среды 123
Краткие сведения о рудоносности 124

Заключение 129
Литература 132
Приложение 145

Мефодий Иванович Грудинин

БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Ответственный редактор
Валентин Александрович Вахрушев

Редактор издательства *Е. Г. Макеенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Л. Л. Тычкина, С. В. Блинова*

ИБ № 10472

Сдано в набор 22.02.78. Подписано в печать 10.11.78. МН-02107. Формат 70×108$^1/_{16}$. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл.-печ. л., 12,6 +1,4 на мел. бум. + 3 вкл. Уч.-изд. л. 15,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 52. Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири

Царев Д. И. Магматические и метасоматические процессы в формировании ингимбритов

Рудоносность вулкано-плутонических комплексов Сибири

Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойский интрузивный магматизм Юго-Западного Забайкалья

Кузнецов П. П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области

Структура и динамика геосистем

Геология, особенности формирования и типы железисто-кремниевых формаций

Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы

Павлов А. А., Дымкин А. Д. Термодинамика процессов ферритизации и проблемы руообразования

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся следующие книги:

Стратегия геохимических поисков рудных месторождений

Сибилев А. К. Петрология и асбестность офиолитов

Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеамента

Вотах О. А. Структурные элементы Земли

Тектоника Сибири. Т. 9. Тектоника и нефтегазоностность Сибири и Дальнего Востока

Смирнов Ф. Л. Геология апатитовых месторождений Сибири

Вопросы региональной геохимии, минералогии и петрографии

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;
375009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4;
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28;
343900 Краматорск, Донецкая обл., ул. Марата, 1;
660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
199004 Ленинград. В/О, 9-я линия, 16;
220072 Минск, Ленинский проспект, 72;
103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
142292 Пущино, Московская обл., «Академкнига»;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка,137;
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700197 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6;
634050 Томск, Набережная реки Ушайки, 19;
450059 Уфа, ул. Зорге, 10;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

3665

Цена 2 р. 10 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ